

**Auswirkungen des Klimawandels auf die Hydrologie im Oberen
Zambezi: Ein prozessbasierter räumlich distributiver
Modellierungsansatz zur Quantifizierung der hydrologischen
Veränderungen unter Berücksichtigung der jährlichen
Überflutung**

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades

doctor rerum naturalium

(Dr. rer. nat.)



seit 1558

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Markus Meinhardt (M.Sc.)

geboren am 10.02.1989 in Jena

Gutachter

1. Prof. Dr. Alexander Brenning
2. Prof. Dr. Wolfgang-Albert Flügel

Tag der Verteidigung: 12.05.2017

Danksagung

Zuerst danke ich Prof. Dr. Wolfgang-Albert Flügel, der mich all die Jahre in meinen wissenschaftlichen Interessen gefördert hat und mir schließlich die Möglichkeit gab eine Promotion in diesem spannenden Untersuchungsgebiet durchzuführen. Weiterhin danke ich auch Prof. Dr. Alexander Brenning, unter dem ich diese Promotion fortführen durfte, für seine wertvollen Hinweise. Mein größter Dank gilt aber Dr. Sven Kralisch und Dr. Manfred Fink für die umfassende Betreuungsarbeit, die sie für die vorliegende Arbeit geleistet haben.

Weiterhin wäre die Promotion ohne die sambischen Kollegen der University of Zambia nicht durchzuführen gewesen. Ich danke besonders Henryimba, Wilson Phiri, Anthony Chabala und Prof. Imasiku Nyambe für die Organisation der Feldarbeit, Hilfe bei der Datenbeschaffung sowie viele anregende Diskussionen.

Besonderer Dank gilt Franziska Zander für die wertvollen inhaltlichen Anregungen und das Korrekturlesen dieser Arbeit sowie Tina Trautmann für ihre Unterstützung als wissenschaftliche Hilfskraft. Außerdem stand Daniel Butchart-Kuhlmann stets für Verbesserungen der englischen Fachsprache zur Verfügung, Danke dafür. Weiterhin danke ich meinen verbleibenden Kollegen, Freunden sowie meiner Familie, die mich stets alle unterstützt haben.

Abstract

Current projections of climate and socio-economic development indicate that both will have a significant impact on hydrological processes and available water resources in southern Africa. As such, the identification and quantification of these impacts is necessary so as to be able to develop sustainable adaptation strategies related to integrated land and water resources management (ILWRM). This thesis presents a method used to assess and quantify the potential impacts of climate change on water resources in a large southern African watershed. The subsequent results can then be used to support the identification of evidence-based and improved adaptation and mitigation measures.

Wetland areas are especially sensitive to changes in hydrological conditions. The catchment focused upon here, the Luanginga River basin, is a tributary of the Upper Zambezi River covering an area of $\sim 33000 \text{ km}^2$, and displays this characteristic exemplarily. Ranging from the Angolan highlands to the Barotse floodplain of the Zambezi River, the catchment is characterized by an annual flow regime and extensive wetland areas. As such, this river is representative of the entire upper Zambezi catchment. Due to the annual floods, peaking in April, the area consists of exceptionally fertile soils, characterized by high agricultural productivity, and is also known for its rich cultural heritage. These factors combine to make the area within the watershed particularly sensitive to changes in hydrological conditions.

The assessment undertaken in the present research consisted of the application of the process-based distributed hydrological model J2000 using a daily time step so as to adequately represent hydrological processes. The hydrological response unit (HRU) approach is used to represent spatial characteristics of the catchment within the model. A floodplain simulation extension, characterized as a conceptual and easily transferable approach that is simultaneously not overly data and resource intensive, as well as easily parameterizable, was developed and integrated into the modelling process. This extension was developed with the goal of simulating wetland inundation within the model. Due to the data scarcity typical of remote catchments, the extension's parameters (HRU elevation and river width) were obtained from remote sensing data only. In order to provide a spatial basis for model validation (in addition to gauge data), the inundated area was determined using the Desert Flood Index (DFI), which was generated from a time series of 14 Landsat image mosaics.

After calibration using gauge data for the period of 1959-1968, good results were achieved

(Nash-Sutcliffe efficiency (E2) 0.81). Model results for the validation period, from 1981-2003, were also acceptable, with an E2 of 0.75. Similar values were obtained using the logarithmic E2, which is more sensitive to low flows: 0.82 for the calibration period, and 0.75 for the validation period. The validation of the spatial flood extent in total also resulted in a good correlation ($R^2 = 0.71$) between the inundated area derived from the DFI and the modelled flood area. The accuracy of the spatial distribution of the inundated area was obtained calculating the area under the curve, with results ranging from an outlying value of 0.59 up to a promising 0.88. In addition, the more detailed spatial pattern also appears acceptable, resulting in an accurate simulation of the inundation in the main floodplain in most years. Considering the elevation uncertainty inherent to the digital elevation model, as well as data sparsity in terms of both time-series length and station presence and location, the results are deemed satisfactory.

Overall the model is able to accurately represent the annual flood regime of the system, and thus too, to address the potential effect of various climate change scenarios on the hydrological processes in the watershed. Under the RCP 8.5 scenario, using input data from the EC-Earth and ECHAM models, following a process of downscaling using the REMO model and bias correction, the model results revealed a substantial decrease in both runoff generation (39 %) and groundwater recharge (32 %) as being very likely. The changes presented by these models are mainly attributable to a substantial temperature rise of about 5°C, leading to a strong increase in evapotranspiration, occurring until the end of the century. The decreases in water quantity as predicted by the models used, would result in a reduction of flood extent (35 %) and duration, and thus, alteration and damage to the highly productive and valuable wetland ecosystem. This, in turn, would signify increased risk to the people living in the region, many of whom depend upon the wetlands for their livelihoods.

Inhalt

Abstract.....	IV
Inhalt	VI
Abbildungen	VIII
Tabellen.....	XII
Abkürzungen	XIII
1 Einleitung.....	1
2 Stand der Forschung.....	4
2.1 Klimawandel im südlichen Afrika	4
2.2 Auswirkungen des Klimawandels auf Feuchtgebiete	8
2.3 Modellierung von Überflutungsebenen.....	10
2.4 Fernerkundung von Überflutungsflächen.....	12
3 Methodisches Vorgehen.....	14
3.1 Zielstellung.....	14
3.2 Thesen	16
3.3 Holistischer Ansatz der hydrologischen Modellierung.....	17
3.4 Ableitung räumliche Eingangsdaten	18
3.4.1 Böden.....	18
3.4.2 Landbedeckung.....	20
3.5 Hydro-meteorologische Daten- und Trendanalyse.....	20
4 Untersuchungsgebiet und räumliche Eingangsdaten	22
4.1 Grundlegende Informationen	22
4.2 Klima.....	24
4.3 Relief.....	26
4.4 Böden.....	27
4.5 Landbedeckung	32
4.6 Geologie	34
4.7 Hydrologische und geomorphologische Prozessdynamik.....	35
5 Hydro-meteorologische Daten und Trends.....	39
5.2 Abflusszeitreihen.....	39
5.3 Klimazeitreihen (gemessen).....	45
5.4 Klimazeitreihen (modelliert)	52
5.4.1 Temperatur	54

5.4.2 Niederschlag.....	57
6 Hydrologische Modellierung.....	64
6.1 Das hydrologische Modellsystem J2000.....	64
6.1.1 Bodenmodul	66
6.1.2 Grundwassermodul.....	67
6.2 Prozessierung der Eingangsdaten.....	67
6.2.1 Zeitreihendaten (gemessen).....	68
6.2.2 Zeitreihendaten (modelliert).....	68
6.2.3 Ableitung und Parametrisierung der HRUs	70
6.2.4 Ableitung und Parametrisierung der Fließgewässersegmente	76
6.3 Entwicklung der Überflutungskomponente	78
6.4 Kalibrierung	81
6.5 Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse.....	84
6.6 Validierung.....	85
6.6.1 Räumliche Validierung mittels Fernerkundungsdaten	86
6.6.2 Punktuelle Validierung mittels Abflussdaten.....	89
7 Ergebnisse.....	92
7.1 Dynamik am Gebietsauslass	92
7.2 Räumliche Dynamik auf HRU Basis	95
7.3 Validierung mittels DFI	100
7.4 Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse.....	106
7.5 Klimaszenarien als Eingangsdaten.....	109
7.5.1 Vergleich mit Validierungsperiode	110
7.5.2 Bewertung des Niederschlagskorrekturfaktors	111
7.5.3 Auswirkungen des Klimawandels.....	112
7.6 Vergleich mit Modell ohne Überflutungskomponente	126
8 Diskussion	129
8.1 Vergleiche mit anderen Studien	129
8.2 Quellen und Konsequenzen von Unsicherheiten	132
8.3 Folgen für die Region.....	137
8.4 Ausblick	139
9 Schlussfolgerungen	141
Literatur	143
Anhang.....	170

Abbildungen

Abb. 2-1: Abweichung der Temperaturen in Afrika im Vergleich zum Mittel 1910-2000	5
Abb. 2-2: Veränderung der mittleren jährlichen Oberflächentemperatur (a) und des mittleren jährlichen Niederschlages (b) von 1986-2005 zu 2081-2100	6
Abb. 2-3: Kopplungen im System von Feuchtgebieten zwischen Hydrologie, physiochemischer Umwelt und Biota	9
Abb. 2-4: Spektrale Signaturen von Wasser, Vegetation und Boden	13
Abb. 3-1: Holistischer Ansatz des methodischen Vorgehens in der hyd. Modellierung	17
Abb. 4-1: Flusseinzugsgebiet des Luanginga vom Pegel in Kalabo	23
Abb. 4-2: A: Hafen in Kalabo; B: Typisches traditionelles und modernes Haus in Kalabo; C: Zebras im Liuwa-Plain-Nationalpark; D: Überflutungsebenen im Unterlauf am Yuka Missionskrankenhaus	24
Abb. 4-3: Klimadiagramm Kalabo	25
Abb. 4-4: Höhenstufen des USG	26
Abb. 4-5: Hangneigung und -ausrichtung des USG	27
Abb. 4-6: Bodentypen des USG	28
Abb. 4-7: Ansicht der einzelnen Böden der jeweiligen Probenstandorte	29
Abb. 4-8: Bestimmung von Wurzeltiefe und Wuchshöhe an ausgewählten Probestandorten	30
Abb. 4-9: Abbau von Eisenstein im Südosten des USG	31
Abb. 4-10: Landbedeckungsklassifikation des USG	32
Abb. 4-11: Landbedeckung im USG (A: Buschland, B: Maniokfelder, C: Wald, D: Überflutungsebene nahe Kalabo, E: Überflutungsebene nahe Sikongo, F: Wasserbüffel in Überflutungsebene nahe Kalabo)	33
Abb. 4-12: Geologie des USG	34
Abb. 4-13: Überblick der dominierenden hydrologischen Prozesse im Oberen Zambezi	36
Abb. 4-14: Seitenerosion am Prallufer (A, B); Ablagerungen am Gleitufer (C); natürlicher Flussschwall mit dahinterliegender Überflutungsebene (D)	37
Abb. 4-15: Ausschnitt der Hauptüberflutungsebene des Luanginga mit typischen freien Mäandern und zahlreichen Altarmen	38
Abb. 5-1: Pegelschlüsselkurve des Pegels Kalabo aus dem Vergleich von Wasserstands- und Abflussdaten	40
Abb. 5-2: Abflusszeitreihe am Pegel Kalabo nach Korrektur (oben) sowie verbleibende Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) (unten)	41
Abb. 5-3: Lattenpegel in Kalabo (oben); Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP) im Einsatz (unten)	42
Abb. 5-4: Software WinRiver II während einer Messung mit dem ADCP (oben) und daraus	43

berechnete Durchflusswerte (unten)	
Abb. 5-5: Mit dem ADCP ermittelte Abflüsse aufgetragen gegen die Wasserstände	43
Abb. 5-6: Homogenitätsprüfung mittels Doppelsummenanalyse von benachbarten Stationen (1962-2004)	44
Abb. 5-7: Monatsmittel (rot) und monatliche Trends des Abflusses am Pegel Kalabo	45
Abb. 5-8: Klima- und Niederschlagsmessstationen in der Region des USG	46
Abb. 5-9: Datenverfügbarkeit und -lücken der monatlichen Niederschlagszeitreihen	47
Abb. 5-10: Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) der täglichen Niederschlagszeitreihen bis 2014	47
Abb. 5-11: Mittlerer Jahresgang der Niederschläge von 1960-72	48
Abb. 5-12: Mittlere Jahressumme der Niederschläge von 1960-72	48
Abb. 5-13: Homogenitätsprüfung mittels Doppelsummenanalyse von benachbarten Stationen	49
Abb. 5-14: Schraffur der Signifikanzniveaus in den folgenden Abbildungen	50
Abb. 5-15: Monatliche Niederschlagstrends Mongu (1936-2013)	50
Abb. 5-16: Monatliche Temperaturtrends Mongu (1955-2013)	51
Abb. 5-17: Monatliche Trends der relativen Feuchte in Mongu (1965-2013)	51
Abb. 5-18: Monatliche Windtrends Mongu (1986-2013)	51
Abb. 5-19: Zusammensetzung der verwendeten Klimaszenarien	52
Abb. 5-20: Temperaturtrends der ERA-40, EC-Earth und ECHAM Daten auf jährlicher Basis	55
Abb. 5-21: Mittlere (oben) und maximale Temperatur (mittig) sowie heißester Tag des Jahres (unten) von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP) herunterskaliert mit REMO	56
Abb. 5-22: Niederschlagstrends der ERA-40, EC-Earth und ECHAM Daten auf jährl. Basis	58
Abb. 5-23: Veränderung des mittleren jährlichen Niederschlags von 1986-2005 zu 2081-2100	59
Abb. 5-24: Mittlerer jährlichen Niederschlags von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP) herunterskaliert mit REMO	60
Abb. 5-25: Vergleich von gemessenen Niederschlägen und der korrespondierenden REMO ERA-40 Gitterzelle (1960-1972)	61
Abb. 6-1: Schematischer Aufbau des Modells J2000 mit Überflutungsmodul	66
Abb. 6-2: Im Modell interpolierter Korrekturfaktor des Niederschlags für Februar	69
Abb. 6-3: Geländekante nahe Kalabo welche die Überflutungsebene von höheren Bereichen abgrenzt	72
Abb. 6-4: Im Ergebnis der Ableitung von Modelleinheiten stehen 11301 HRUs	73
Abb. 6-5: Validierungspunkten zur Messung der Gewässerbreite in Google Earth	77
Abb. 6-6: Regression der empirischen Beziehung von Gewässerbreite und Fließakkumulation	78
Abb. 6-7: Schematische Darstellung von implementierten Überflutungsprozessen in Draufsicht (links) und Profilsicht (rechts)	80
Abb. 7-1: Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel in Kalabo (Kalibrationszeitraum)	93
Abb. 7-2: Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel in Kalabo (1969-2013) sowie mit	93

Pfeilen markierte Zeitpunkte der DFI-Validierung

Abb. 7-3: Gemessener und simulierter Abfluss in Kalabo erzeugt mit ERA-40 Klimadaten	94
Abb. 7-4: Mittlerer jährlicher Beitrag der Abflusskomponenten (1981-2003)	96
Abb. 7-5: Mittlerer monatlicher Beitrag der Abflusskomponenten im Gebietsmittel	96
Abb. 7-6: Mittlerer monatlicher Niederschlag, Grob-, Mittelporenspeicher und Überflutungshöhe im Gebietsmittel (1981-2003)	97
Abb. 7-7: Mittlerer jährliche aktuelle und potentielle Evapotranspiration (1981-2003)	98
Abb. 7-8: Mittlerer monatlicher Niederschlag, aktuelle und potentielle Evapotranspiration im Gebietsmittel (1981-2003)	98
Abb. 7-9: Mittlerer jährliche Perkolation (1981-2003)	100
Abb. 7-10: Korrelation von gemessenem Abfluss und modellierter Überflutungsfläche	101
Abb. 7-11: Korrelation von DFI-Überflutungsfläche und modellierter Überflutungsfläche	101
Abb. 7-12: Fläche unter der Kurve (AUC) der simulierten Überflutungsausdehnung (y-Achse kumuliert) im Vergleich mit den DFI-Werten (x-Achse nach Größe sortiert)	103
Abb. 7-13: Häufigkeit der Überflutung ermittelt aus den Jahren der DFI-Ableitung	104
Abb. 7-14: Übereinstimmung von model. & mit DFI abgeleiteter Überflutung im März 2008	104
Abb. 7-15: Häufigkeit der Übereinstimmung von model. & mit DFI abgeleiteter Überflutung	105
Abb. 7-16: Häufigkeit der Unterschätzung von modellierter gegenüber mit DFI abgeleiteter Überflutung	105
Abb. 7-17: Häufigkeit der Überschätzung von modellierter gegenüber mit DFI abgeleiteter Überflutung	106
Abb. 7-18: Sensitivität der 32 zu kalibrierenden Modellparameter gemessen an E2	107
Abb. 7-19: Sensitivität der 32 zu kalibrierenden Modellparameter gemessen an log_E2	107
Abb. 7-20: Sensitivität des Abflusses gegenüber der Niederschlagsunsicherheit ($\pm 10\%$) in den Eingangsdaten	108
Abb. 7-21: Sensitivität des Abflusses gegenüber Temperaturunsicherheit ($\pm 5^\circ\text{C}$) in den Eingangsdaten	108
Abb. 7-22: Evapotranspiration modelliert mit gemessen Klimadaten gegenüber Evapotranspiration modelliert aus Klimaprojektionen	110
Abb. 7-23: Abfluss modelliert mit gemessen Klimadaten gegenüber Abflüssen modelliert aus Klimaprojektionen	111
Abb. 7-24: Vergleich der Gebietsniederschläge aus Klimaprojektionen (korrigiert und original) mit interpolierten Messwerten der Validierungsphase	112
Abb. 7-25: Veränderung des kor. Niederschlages von 1986-2005 (hist) zu 2081-2100 (RCP)	114
Abb. 7-26: Veränderung der Temperatur von 1986-2005 zu 2081-2100	115
Abb. 7-27: Veränderung der Evapotranspiration von 1986-2005 zu 2081-2100	117
Abb. 7-28: Veränderung des Abflusses von 1986-2005 zu 2081-2100	119

Abb. 7-29: Veränderung der Abflusskomponenten von 1986-2005 zu 2081-2100 (RCP 8.5)	120
Abb. 7-30: Mittlere jährliche Abflüsse von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP)	120
Abb. 7-31: Veränderung der Überflutung von 1986-2005 zu 2081-2100	121
Abb. 7-32: Mittlere (oben) und maximale Ausdehnung (unten) der Überflutung von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP)	122
Abb. 7-33: Veränderung des Mittelporenspeichers von 1986-2005 zu 2081-2100	124
Abb. 7-34: Veränderung der Perkolation von 1986-2005 zu 2081-2100	125
Abb. 7-35: Mittlere jährliche Perkolation von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP)	126
Abb. 7-36: Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss des originalen Modells sowie des Modells mit Überflutungssimulation am Pegel in Kalabo	127
Abb. 7-37: Mittlerer monatlicher Beitrag der Abflusskomponenten im Gebietsmittel (1981-2003) des originalen Modells sowie des Modells mit Überflutungssim.	128
Abb. A-1: Positionen der Bodenproben und GPS-Track der beiden Geländekampagnen	170
Abb. A-2: Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) der täglichen Klimavariablen bis 2014	172
Abb. A-3: Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) der täglichen Winddaten bis 2014	173
Abb. A-4: Programmcode des entwickelten Überflutungsmoduls	173
Abb. A-5: Bodendaten mit aufgeprägter maximaler Ausdehnung der Überflutung des DFI	176
Abb. A-6: Ausdehnung des DFI aufgetragen gegen den Wasserstand des Luanginga	177
Abb. A-7: Gemessener & simulierter Abfluss in Kalabo (Validierungszeitraum 1959-1968)	178
Abb. A-8: Veränderung des mittleren Niederschlags der EC-Earth Daten im Quartal von 1986-2005 zu 2081-2100 (RCP 8.5)	179
Abb. A-9: Veränderung des mittl. Niederschlags der ECHAM Daten im Quartal von 1986- 2005 zu 2081-2100 (RCP 8.5)	180
Abb. A-10: Veränderung der Temperatur im Jahresgang von 1986-2005 zu 2081-2100	181

Tabellen

Tab. 5-1: Trends und deren Signifikanzniveau von jährlich aggregierter Klimadaten Mongu	49
Tab. 5-2: Prozentuale Abweichung von gemessenem Niederschlag zur korrespondierenden ERA-40 Gitterzelle nach dem herunterskalieren mit REMO (1960-1972)	62
Tab. 5-3: Prozentuale Abweichung von gemessenem Niederschlag zur korrespondierenden ECHAM Gitterzelle nach dem herunterskalieren mit REMO (1960-1972)	62
Tab. 5-4: Prozentuale Abweichung von gemessenem Niederschlag zur korrespondierenden EC-Earth Gitterzelle nach dem herunterskalieren mit REMO (1960-1972)	62
Tab. 6-1: Zeitlich variable Eingangsdaten (Zeitreihen)	68
Tab. 6-2: Eingangsdaten für die HRU-Ableitung	71
Tab. 6-3: HRU Parameterinformationen	74
Tab. 6-4: Parameterinformationen der Landbedeckung	74
Tab. 6-5: Parameterinformationen der Geologie	75
Tab. 6-6: Parameterinformationen der Böden	75
Tab. 6-7: Parameterinformationen der Gewässerabschnitte	76
Tab. 6-8: Parameterwertebereich des finalen Kalibrationsumlaufs (Min-Max), Startwert und daraus resultierende Modellparameter	83
Tab. 6-9: Datengrundlage zur Ableitung des DFI (M: main image (path 176, row 70), W: western images including SW: south west image (path 177, row 70) and NW: north west image (path 177, row 69))	88
Tab. 7-1: Gütemaße zum Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss	94
Tab. 7-2: Abfluss und dessen Abweichung vom mittleren Abfluss (50.2/s) resultierend aus den Änderungen von Niederschlag und Temperatur während der Validierungsphase (1981-2003)	109
Tab. 7-3: Prozentuale Abweichung der Gebietsniederschläge aus den Klimaprojektionen (korrigiert und original) von den interpolierten Messwerten der Validierungsphase	112
Tab. 7-4: Mittlere Jahreswerte für Temperatur, Niederschlag, potentielle ET, aktuelle ET, Abfluss, Perkolation, maximale und mittlere Überflutungsausdehnung für 1986-2005 (hist) und 2081-2100 (RCP) sowie prozentuale Veränderung ausgehend von historischen Szenarien (hist) in Klammern	116
Tab. 7-5: Gütemaße zum Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss des originalen Modells sowie des Modells mit Überflutungssimulation	127
Tab. A-1: Laborergebnisse der Bodenproben	171
Tab. A-2: DFI-Grenzwerte zur Differenzierung von Wasserflächen und Umgebung	177
Tab. A-3: Allgemein erlaubte Parameterwertebereiche (Min-Max) sowie Parameter des originalen Modells sowie des Modells mit Überflutungssimulation	182

Abkürzungen

ADCP	Acoustic Doppler current profiler
CDO	Climate Data Operators
CMIP5	Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
DGM	digitales Geländemodell
DWA	Department of Water Affairs
EZG	Einzugsgebiet
GCM	General Circulation Model
GIS	Geographisches Informationssystem
GRDC	Global Runoff Data Centre
HRU	Hydrological Response Unit
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
m asl	Metres above sea level
RCP	Representative Concentration Pathway
RMSE	Root Mean Square Error
SADC	South African Development Community
SASSCAL	Southern African Science Service Centre for Climate Change and Adaptive Land Management
SASSCAL-IS	SASSCAL Information System
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
UNZA	University of Zambia
USG	Untersuchungsgebiet
USGS	United States Geological Survey
UTM	Universal Transverse Mercator
WGS84	World Geodetic System 1984
WRB	World Reference Base

1 Einleitung

Im August 2015 wurden Gebiete im Oberen Zambezi von einer schweren Dürre heimgesucht. Die Regierung musste mit Lebensmittelhilfen eingreifen, um das Überleben der Bevölkerung zu sichern (ZAMBIA DAILY MAIL 2015a & 2015b). Durch das starke El Niño Jahr 2015/2016 ist auch in vielen anderen Staaten im südlichen Afrika die Lage durch ausbleibende Niederschläge angespannt (UN-OCHA 2016b). Im Juli 2016 hatten bereits Lesotho, Malawi, Swasiland, Simbabwe und Teile Südafrikas offiziell den Dürrenotstand erklärt (THE SOUTHERN TIMES 2016; UN-OCHA 2016a). Unterstützend erfolgten zahlreiche Spendenaufrufe (DRK 2016; ZDF 2016).

Im Zuge des Klimawandels ist es im südlichen Afrika sehr wahrscheinlich, dass neben einem Anstieg der Temperaturen auch mit einer Zunahme solcher Extremereignisse zu rechnen ist (IPCC 2013a; SREX 2012). Neben ausbleibenden Ernteerträgen leidet die Region aber auch an einem Trinkwassermangel. Aktuell (Juli 2016) sind die Reservoirs, welche die Metropolen Gaborone und Windhoek versorgen, so gut wie leer (ALLGEMEINE ZEITUNG 2016; MMEGI 2016). Auch der volumenreichste künstliche Stausee der Welt, der Karibasee, war im April 2016, bezogen auf das für die Energieproduktion nutzbare Wasser, nur zu 12 % gefüllt. Da dieser als größte Energiequelle für Sambia und Simbabwe fungiert, ergeben sich folglich Energieengpässe und damit bereits negative Folgen für die Wirtschaft (IGC 2016; NEW YORK TIMES 2016).

Um die zukünftige Entwicklung der Wasserverfügbarkeit und somit die Auswirkungen des Klimawandels auf die Hydrologie im Oberen Zambezi (Oberlauf Karibasee) räumlich zu quantifizieren, wird in dieser Arbeit ein übertragbarer, distributiver sowie prozessbasierter Modellierungsansatz angewendet. Dabei ist der obere Zambezi als repräsentativ für viele andere Einzugsgebiete im südlichen Afrika anzusehen, denn ausgedehnte Überflutungsflächen, tiefe Kalaharisande und eine starke hydrologische Saisonalität prägen die Region (VERBOOM & BRUNT 1970a; WINSEMIUS et al. 2006). Darüber hinaus wird ein für den Oberen Zambezi charakteristisches Untersuchungsgebiet gewählt, welches auch Anteile eines der wichtigsten Feuchtgebiete der Region beinhaltet. Bedingt durch das tropische Wechselklima entstehen im Oberen Zambezi große saisonale Gegensätze zwischen langanhaltender Trockenheit und Überflutungen während der Regenzeit. Folglich kommt den Feuchtgebieten vor Ort aufgrund ihres großen Wasserspeichervermögens und den damit einhergehenden sehr hohen Grundwasserneubildungsraten eine wichtige Rolle zu (ERWIN 2009). MITSCH & GOSSELINK (2000b) nennen die Barotse Überflutungsebene im

Oberen Zambezi als eine der bedeutendsten Feuchtgebiete im südlichen Afrika neben dem Okavangodelta. Da jährliche Überflutungsprozesse diese Gebiete hydrologisch dominieren, werden sie im Rahmen dieser Arbeit im Modell repräsentiert. In der Folge soll eine räumlich distributive Überflutungskomponente für das hydrologische Modellsystem J2000 entwickelt, angewendet und umfangreich mit Fernerkundungsmethoden validiert werden. Dies geschieht aus der Motivation bzw. dem Bedarf ein Modellsystem zu schaffen, welches die Überflutung räumlich distributiv in einem hohen Detailgrad sowie gleichzeitig für ein größeres Einzugsgebiet von mehreren 10000 km² abbildet. Schließlich soll das entwickelte Modell genutzt werden, um den hydrologischen Einfluss des Klimawandels auf Überflutungsflächen zu quantifizieren. Weiterhin sollte für eine gute Übertragbarkeit die Überflutungsberechnung mit Fernerkundungsdaten parametrisierbar sein, um auch in anderen datenarmen Gebieten die überflutete Fläche, deren Tiefe sowie Dauer simulieren zu können.

Die Ergebnisse dieses Ansatzes könnten schließlich nicht nur zum Systemverständnis beitragen, sondern vor allem im Hinblick auf den Klimawandel, der diese Gebiete besonders gefährdet (CAPON et al. 2013; ERWIN 2009; JUNK et al. 2013; MITCHELL 2013), die Basis für eine wissenschaftlich gesicherte Beratung von Entscheidungsträgern und betroffenen Akteuren in der Region bilden. Um dies zu gewährleisten, sollen die Ergebnisse im SASSCAL Projektkontext (Southern African Science Service Centre for Climate Change and Adaptive Land Management) zur Verfügung gestellt werden. Dabei handelt es sich um eine gemeinschaftliche Initiative von Angola, Botswana, Namibia, Südafrika, Sambia und Deutschland zur Bewältigung der Konsequenzen des globalen Wandels im südlichen Afrika.

Im folgenden Kapitel soll dazu in den genannten Themenbereichen der Stand der Forschung beschrieben werden, um daraus in Kapitel 3 die bereits angesprochenen Ziele sowie die in dieser Arbeit zu untersuchenden Thesen im Detail darzulegen. Weiterhin soll in diesem Kapitel der holistische Ansatz des methodischen Vorgehens in der hydrologischen Modellierung erläutert werden. Darauf folgt eine Beschreibung der räumlichen Eingangsdaten, um mit diesen das Untersuchungsgebiet genauer zu charakterisieren (Kapitel 4). Anschließend werden in Kapitel 5 Abfluss- und Klimavariablen analysiert, um die Qualität der Eingangsdaten zu beurteilen sowie die Systemdynamik im modellierten Umweltsystem besser beschreiben zu können. Weiterhin werden Trendanalysen durchgeführt, welche auf einen rezenten Klimawandel in der Region hindeuten können. Im Kapitel 6 soll die Methodik der hydrologischen

Modellierung im Detail beschrieben werden. Dazu wird zuerst das Modellsystem J2000 (Abschnitt 6.1), die Prozessierung der nötigen Eingangsdaten und -parameter (Abschnitt 6.2) sowie die Modellerweiterung hinsichtlich der Überflutungsflächen beschrieben (Abschnitt 6.3). Weiterhin werden die Kalibrierung (Abschnitt 6.4), die dazu beitragende Unsicherheits- und Sensitivitätsanalyse (Abschnitt 6.5) sowie die Validierung (Abschnitt 6.6) des Modells thematisiert. Abschließend erfolgen in Kapitel 7 die Darstellung der Ergebnisse, sowie eine umfassende Diskussion (Kapitel 8), gefolgt von einem Ausblick (Abschnitt 8.4) sowie Schlussfolgerungen (Kapitel 9).

2 Stand der Forschung

Im ersten Abschnitt (2.1) dieses Kapitels soll der Klimawandel in Afrika mit Fokus auf den südlichen Teil des Kontinents und daraus resultierende Folgen beschrieben werden. In diesem Kontext wird das Augenmerk im Anschluss auf Feuchtgebiete gerichtet (2.2). Im Abschnitt (2.3) sollen verschiedene Typen von Modellen aufgezeigt werden, die in anderen Studien zur Simulation von Überflutungen Verwendung finden. Im letzten Abschnitt (2.4) sollen im Hinblick auf die Validierung der modellierten Überflutung die Möglichkeiten der Fernerkundung solcher Flächen bewertet werden.

2.1 Klimawandel im südlichen Afrika

Der rezente Klimawandel kann als die Änderung des langfristigen Mittels von verschiedenen Klimavariablen (Temperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, ...) oder des Auftretens von Extremen beschrieben werden (HOUGHTON 2002). Genauer definiert ist dieser als längerfristige Veränderung, die „sich statistisch signifikant von der hochfrequenten Klimavariabilität abhebt (beispielsweise gemessen am so genannten Signal-Rausch-Verhältnis)“ (JACOBET 2007).

In Afrika ist ein Anstieg der mittleren Jahrestemperatur vor allem seit Ende der 70er Jahre zu erkennen. In Abb. 2-1 sind die jährlichen Temperaturanomalien von 1910-2015 dargestellt, wobei als Referenzperiode 1910-2000 angenommen wird. Deutlich ist ein starker und kontinuierlicher Temperaturanstieg in den letzten drei Dekaden zu erkennen. Weiterhin zeigt sich, dass seit 1910 neun der zehn wärmsten Jahre nach 2000 aufgetreten sind. Beispielsweise war 2010 das wärmste und 2015 das zweitwärmste Jahr auf dem Kontinent. Auch der Trend von 1975-2015 zeigt mit $0,29\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$ einen deutlichen Temperaturanstieg an. Für die gesamte Messreihe von 1910-2015 beträgt dieser immer noch $0,09\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$. Zusätzlich zeigen auch andere Arbeiten im südlichen Afrika einen signifikanten Anstieg der Temperaturen seit den 70er Jahren (COLLINS 2011; MORISHIMA & AKASAKA 2010).

Auch das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) zeigt im fünften Sachstandsbericht global sowie für Afrika ähnliche Beobachtungen auf (IPCC 2013a). Ferner beschreibt dieser Bericht mittels Klimamodellen den Einfluss der anthropogenen Treibhausgase auf das Klima in Vergangenheit und Zukunft.

Die wesentlichen Treiber des Klimawandels sind bezogen auf den Strahlungsantrieb die langlebigen Treibhausgase wie Kohlenstoffdioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Lachgas (N_2O). Deren Konzentration steigt seit Beginn des 20. Jahrhunderts sprunghaft an. Als Ursache sind die seit der Industrialisierung ständig zunehmenden anthropogenen Treibhausgasemissionen zu nennen (IPCC 2013a; WIGLEY & SANTER 2012). Diese stammen größten Teils aus der intensivierten Verbrennung fossiler Energieträger. Verschiedene „Klimaarchive“ (z.B. Eis- oder Seebohrkerne) zeigen, dass in der Vergangenheit das Klima schon deutlich wärmer war als heute. Im Vergleich dazu waren jedoch die Konzentrationen der Treibhausgase zu diesen Zeitpunkten wesentlich geringer (INDERMÜHLE et al. 1999; TRIPATI et al. 2009). Insgesamt zeigen die Berichte des IPCC, dass der Strahlungsantrieb durch die Treibhausgase anthropogen modifiziert wurde und eng mit der globalen Erwärmung verknüpft ist (IPCC 2013a).

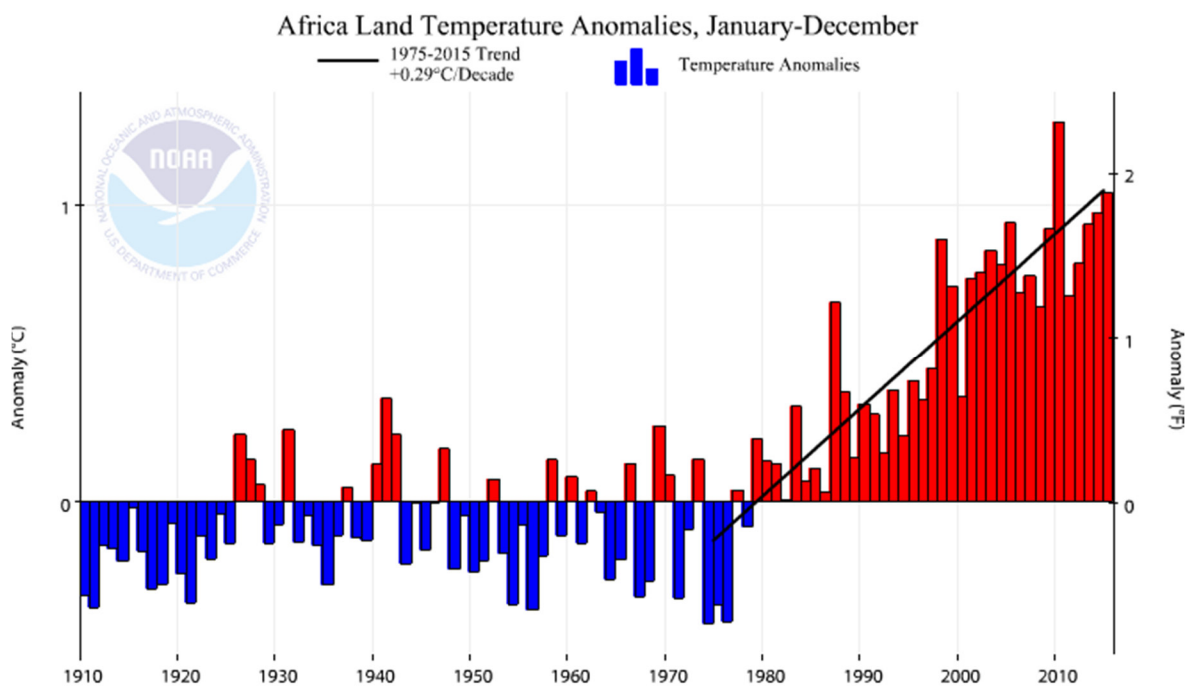


Abb. 2-1: Abweichung der Temperaturen in Afrika im Vergleich zum Mittel 1910-2000 (NOAA 2016)

Der Anteil Afrikas an diesen klimaschädlichen Emissionen ist bisher vergleichsweise gering. Die 48 Länder des subsaharischen Afrika stellen zwar 11% der Weltbevölkerung, erzeugen aber gleichzeitig nur 2 % der globalen CO_2 -Emissionen (UNDP 2007). Da die Treibhausgase aber global wirken, ist auch Afrika gleichermaßen von den Klimaänderungen betroffen.

Abb. 2-2 zeigt dazu im oberen Teil die projizierte Veränderung der mittleren jährlichen

Oberflächentemperatur von 1986-2005 zu 2081-2100 für die Szenarien RCP 2.6 und 8.5. Dabei stehen die Nummern der Szenarien für den Anstieg des Strahlungsantriebes in W/m^2 bis zum Jahr 2100. RCP 2.6 stellt dabei das mildeste Szenario mit einem sanften Anstieg der Treibhausgase und somit einem Strahlungsantrieb von ca. 3 W/m^2 bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts dar, welcher schließlich bis 2100 auf 2.6 W/m^2 fällt. RCP 8.5 weist dagegen die stärksten Emissionen sowie konstante Emissionen nach 2100 auf (MEINSHAUSEN et al. 2011; RIAHI et al. 2011). Mit diesem Szenario wird eine deutliche Erwärmung von $5\text{-}7^\circ\text{C}$ im südlichen Afrika bis zum Ende des Jahrhunderts simuliert (Abb. 2-2).

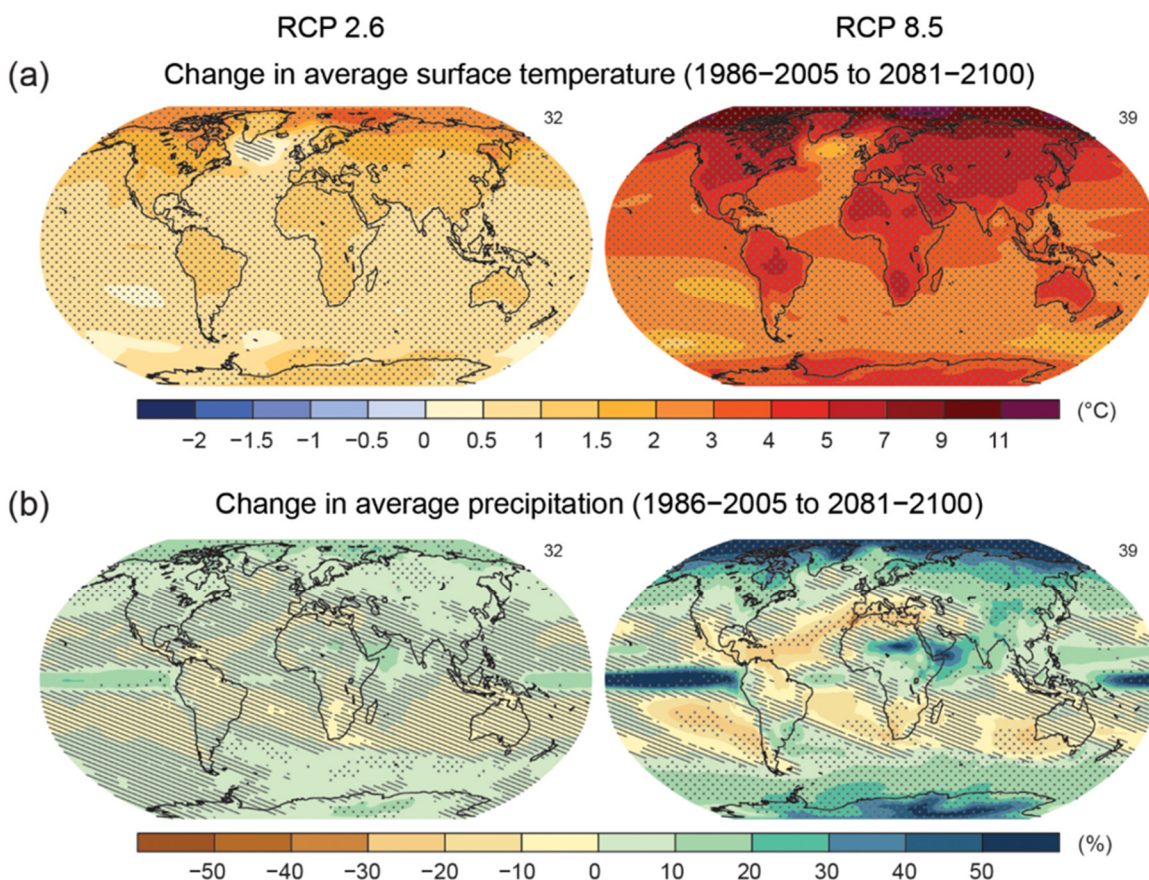


Abb. 2-2: Projizierte Veränderung der mittleren jährlichen Oberflächentemperatur (a) und des mittleren jährlichen Niederschlages (b) von 1986-2005 zu 2081-2100 generiert durch das Multimodellmittel des CMIP5 (IPCC 2013a)

Die Projektion von Niederschlag ist im Vergleich zur Temperatur mit einer wesentlich größeren Unsicherheit behaftet (NIKULIN et al. 2012; TADROSS et al. 2011). Während Temperaturvariationen auf großskaliger Ebene im Wesentlichen durch Einstrahlung und Verteilung der Landmasse gesteuert werden, sind für die Modellierung der Niederschläge vertikale Luftströme einzubeziehen, welche durch die Schichtungsstabilität der

Erdatmosphäre sowie orographische Gegebenheiten beeinflusst werden (RANDALL et al. 2007). Gerade in tropischen Breiten herrschen hochreichend labile Luftschichtungen mit heftigen Gewitterniederschlägen vor, welche durch die Tiefdruckgebiete der ITC (Innertropische Konvergenzzone) und deren Verschiebung bedingt sind (WEISCHET & ENDLICHER 2000; WIESE 1997). Durch diese instabilen atmosphärischen Bedingungen ist die Modellierung des saisonal variierenden Niederschlagsmuster und der damit verbundenen Prozesse (Evapotranspiration, Kondensation, Wassertransport) mit einer vergleichsweise größeren Unsicherheit behaftet (RANDALL et al. 2007). In der Folge existieren für diese Bereiche in Afrika zahlreiche Publikationen die Niederschläge aus verschiedenen Klimamodellen mit Mess- bzw. Reanalysedaten vergleichen (DUNNING et al. 2016; NIKULIN et al. 2012; PINTO et al. 2016; SHONGWE et al. 2015). KALOGNOMOU et al. (2013) geben in diesem Kontext an, dass bedingt durch die konvektiven Niederschläge im tropischen und subtropischen Afrika die Parametrisierung dieser Prozesse eine signifikante Quelle für Variabilität innerhalb und zwischen den Klimamodellen darstellt. Die Niederschlagsprojektion in Abb. 2-2 zeigt für Afrika positive wie auch negative Trends. Für einen Großteil des südlichen Afrikas wird aber im RCP 8.5 eine Abnahme des Niederschlages von 10-20 % bis zum Ende des Jahrhunderts projiziert. Daraus resultiert in Verbindung mit der Erwärmung eine deutlich verringerte Wasserverfügbarkeit in einem Gebiet, in dem diese Ressource ohnehin meist schon knapp ist, die Bevölkerung aber gleichzeitig stark wächst. Zusätzlich steigert sich die Vulnerabilität in Afrika durch die Armut der Länder sowie deren damit verbundene geringe Anpassungsfähigkeit (BAUER & SCHOLZ 2010; KUSANGAYA et al. 2014; MIOLA & SIMONET 2014). Die Bevölkerung selbst könnte zukünftig den Klimawandel hauptsächlich durch steigende Intensitäten und Häufigkeiten von extremen Wetterereignissen erfahren (KRUGER o.J.; SREX 2012). Deren erwartete Auswirkungen auf die Wasserressourcen könnten nicht nur biophysikalisch Umweltveränderungen, sondern auch sozioökonomische Veränderungen hervorrufen (ARNELL 1999; FARAMARZI et al. 2013; KUNDZEWICZ et al. 2008; Kusangaya et al. 2014). Dies könnte sich schließlich in den Bereichen Landwirtschaft (KANG et al. 2009; PIELKE et al. 2007), Ökosysteme und Biodiversität (Eriksen & Watson 2009), Gesundheit (BUNYAVANICH et al. 2003; GAGE et al. 2008) sowie Energie (Magadza 2010; Spalding-Fecher et al. 2016; Yamba et al. 2011) zeigen. Als Reaktion darauf wurden bereits zahlreiche Studien publiziert, welche Empfehlungen zur Minderung des Klimawandels geben sowie auf Basis der modellierten Klimaänderungen Anpassungsstrategien entwickeln (Bauer & Scholz 2010; DAVIS 2011). Diese lassen sich wieder in verschiedenen

Bereiche wie Forst- (KLEINE et al. 2009; NAIDOO et al. 2013; SADC 2011a), Wasser- (BEILFUSS 2012; SADC 2011b) und Landwirtschaft (CRANE et al. 2011; VERMEULEN 2012) gruppieren.

2.2 Auswirkungen des Klimawandels auf Feuchtgebiete

Der Ausspruch „wetlands, not wastelands“ findet in der Literatur mehrheitlich Zuspruch, das heißt, der Mehrwert der Ökosystemfunktionen sowie -dienstleistungen dieser Systeme wurde erkannt (MITSCH & GOSSELINK 2000a; SCHUYT 2005; TURPIE et al. 1999). Um diese zu erhalten, wurde das „Ramsar“-Übereinkommen (UNESCO 1971) zum Schutz und Erhaltung von Feuchtgebieten internationaler Bedeutung ins Leben gerufen. Eine einheitliche Definition für Feuchtgebiete existiert nicht, bereits innerhalb Europas spiegeln diese unterschiedliche nationale Traditionen und Umweltmerkmale wider (EU 2003). Im Rahmen der Ramsar-Konvention sind diese als „Feuchtwiesen, Moor- und Sumpfgebiete oder Gewässer, die natürlich oder künstlich, dauernd oder zeitweilig, stehend oder fließend, Süß- oder Brack- oder Salzwasser sind, einschließlich solcher Meeresgebiete, die eine Tiefe von sechs Metern bei Niedrigwasser nicht übersteigen“ definiert (UNESCO 1971). Bekannte Ramsar-Gebiete im südlichen Afrika sind beispielsweise das Okavangodelta und die Überflutungsebenen des Zambezi. Insgesamt sind in der subsaharischen Afrika 143 Schutzgebiete ausgewiesen (REBELO et al. 2010).

Trotz der Bemühungen im Rahmen dieser Konvention sind die Feuchtgebiete durch den Klimawandel gefährdet. Unabhängig von der relativ unsicheren Niederschlagsänderung würde ein Anstieg der Temperatur eine erhöhte potentielle Evapotranspiration zur Folge haben. Aufgrund der häufig gesättigten Verhältnisse in Feuchtgebieten sollte die aktuelle Verdunstung ebenfalls ansteigen, was die Bodenfeuchte und somit die Gebiete in ihrer Ausdehnung reduzieren könnte. Abb. 2-3 zeigt, wie die hydrologischen Verhältnisse die physiochemischen Umweltbedingungen in Feuchtgebietssystemen determinieren. Dazu ist beispielsweise die Änderung von Sedimenten, sowie von verschiedenen boden- und wasserchemischen Parametern zu nennen. Diese erlauben dann wiederum eine spezifische Biota, das heißt, sie begünstigen eine bestimmte Flora und Fauna (MITSCH & GOSSELINK 2000b). In Feuchtgebieten, besonders in periodisch überfluteten Bereichen, weisen diese in ihrer Ausprägung eine besonders hohe Diversität auf (KEDDY 2002). Weiterhin sind in Abb. 2-3 Rückkopplungseffekte dargestellt, so wirken sich Änderungen von Vegetation

sowie Sedimenten auf die hydrologischen Verhältnisse im System aus. Beispielsweise können Pflanzen wie Papyrusstauden und Schilfrohr Gerinne verändern, Tiere wie Flusspferde darin aber gleichzeitig neue Fließwege schaffen (HUGHES 1996).

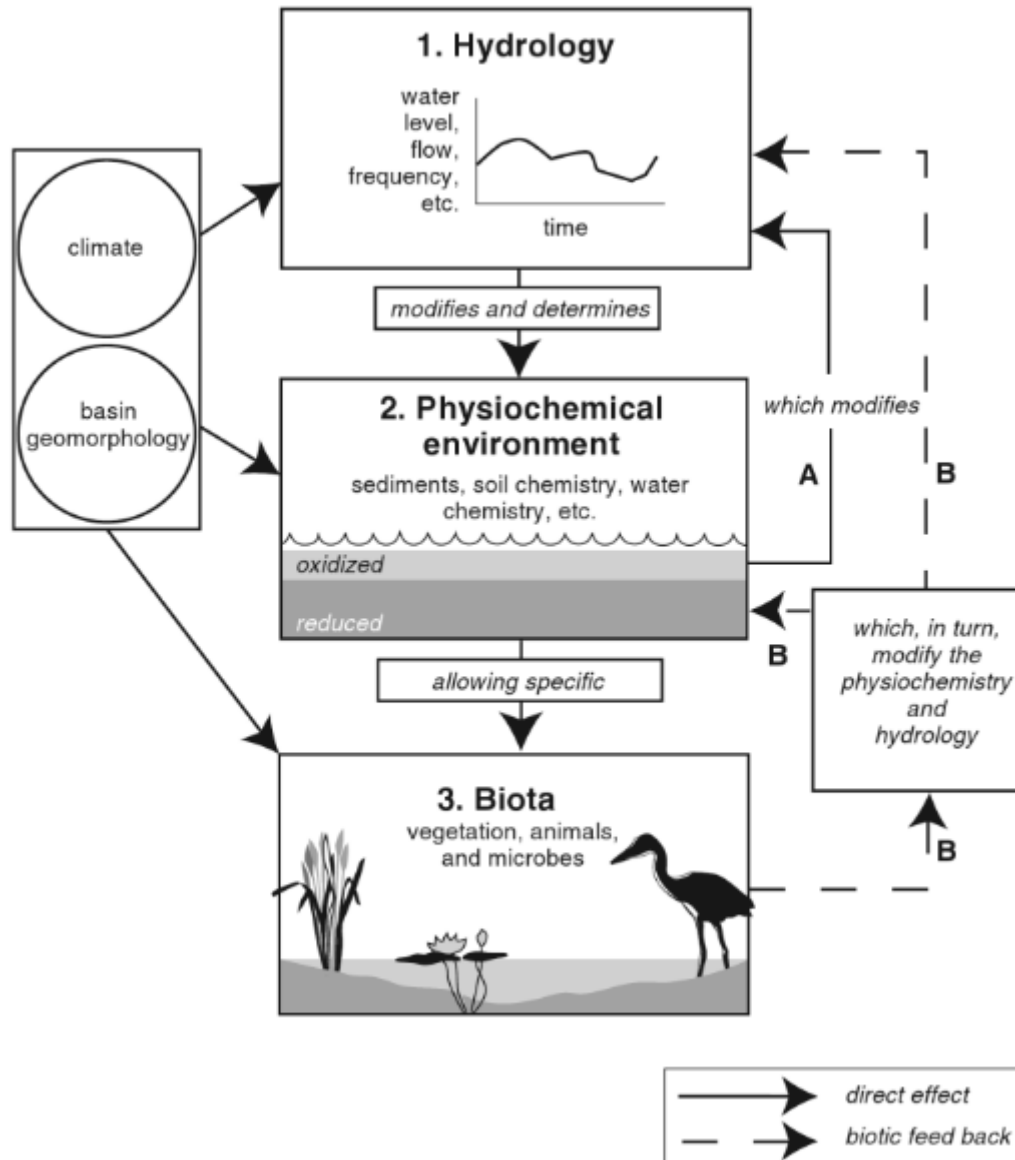


Abb. 2-3: Kopplungen im System von Feuchtgebieten zwischen Hydrologie, physiochemischer Umwelt und Biota (MITSCH & GOSSELINK 2000b)

Insgesamt betrachtet würde eine durch den Klimawandel veränderte Hydrologie, die Umweltbedingungen in Feuchtgebietssystemen modifizieren und sich somit teilweise negativ auf die Ökosystemfunktionen sowie -dienstleistungen dieser Systeme auswirken. Beispielsweise sind hier in Zusammenhang mit ihrem großen Speichervermögen der Rückhalt von Wasser sowie daraus resultierende sehr hohe Grundwasserneubildungsraten zu nennen (ERWIN 2009). Außerdem stellt ihre hohe Nettoprimärproduktion die

Lebensgrundlage für zahlreiche Tierarten dar. Neben der Wasserversorgung nutzt der Mensch die Feuchtgebiete für Ackerbau, Viehzucht und Fischfang (IUCN 2003; JUNK et al. 2013; MITCHELL 2013; O'REILLY et al. 2003). Weiterhin wirken sie als Kohlenstoffsinken, da deren Methanemissionen langfristig kaum ins Gewicht fallen (MITSCH et al. 2010 & 2013; STRINGER et al. 2015).

BECK & BERNAUER (2011) haben zusätzlich zum potentiellen Klimawandel den Einfluss zukünftiger Wassernachfrage im Gebiet des Zambezi untersucht. Dabei zeigte sich, dass vor allem der steigende Wasserbedarf der wachsenden Bevölkerung bedeutende grenzübergreifende Auswirkungen haben wird. Um der Wasser- und Energienachfrage gerecht zu werden, wurden im Einzugsgebiet (EZG) des Zambezi der Kariba sowie der Cahora Bassa Staudamm errichtet und weitere sind in Planung (SPALDING-FECHER et al. 2016). In der Folge resultierten große hydrologische Veränderungen und somit eine Vielzahl teils negativer Konsequenzen für die Feuchtgebiete im Unterlauf (DAVIES et al. 2000; MAGADZA 2010).

2.3 Modellierung von Überflutungsebenen

Hydrologische Modelle finden in der Literatur häufig Verwendung, um die hydrologische Prozessdynamik zu beschreiben und damit mögliche Änderungen durch Klima sowie Landmanagement zu quantifizieren. Im Folgenden sollen spezifische Ansätze von Modellen aufgezeigt werden, die in anderen Studien zur Simulation von Überflutungen Verwendung finden. Diese unterscheiden sich dabei je nach Anwendungsziel in räumlicher Distribution, Komplexität, physikalischen Grundlagen und somit auch im Datenbedarf.

Im Grad der räumlichen Distribution sind als einfachste Ansätze die lumped sowie semi-distributiven Modelle zu nennen (WOLSKI et al. 2006). Diese werden häufig mit konzeptionellen Ansätzen, das heißt mit einfachen Wasserbilanzgleichungen und Speicherkaskaden zur Simulation von Überflutungen betrieben (CHIANG et al. 2010). In der Folge zeichnen sie sich durch einen geringen Bedarf an Daten und meist wenige Parameter aus, weisen dafür aber auch Defizite in der Darstellung von räumlicher Variabilität auf.

Im Gegensatz dazu stehen die distributiven Modelle mit einem großem Datenbedarf, deren Parametrisierung ungleich schwerer ist (PAPPENBERGER et al. 2005). Dafür aber mit einem hohen Maß an räumlicher Repräsentation der hydrologischen Prozesse aufwarten. Um diese zu erreichen sind die Berechnungen innerhalb der distributiven Modelle meist

physikalisch basiert. Mit dem höchsten Detailgrad sind dabei zahlreiche hydraulische Modelle zur Flutmodellierung wie z.B. MIKE11 oder HEC zu nennen (YUAN & QAISER 2011; PRAMANIK et al. 2010; YANG et al. 2006). Teilweise wurden solche hydrodynamischen Modelle auch mit hydrologischen Modellen gekoppelt um Überflutungen detaillierter zu beschreiben (BIRKHEAD et al. 2007; LIU et al. 2007; PAIVA et al. 2011 & 2013a; THOMPSON et al. 2004). Weiterhin können aber auch in distributiven Modellen, mit weniger detailliert parametrisierten Gewässern, Überflutung und somit Feuchtgebiete simuliert werden. Zu nennen sind hier beispielsweise MIKE SHE, MODFLOW oder SWAT mit einer Erweiterung für Feuchtgebiete (ARNOLD et al. 2001; BAUER 2004; DECHARME et al. 2012; GETIRANA et al. 2010; SHAFROTH et al. 2010; ZACHARIAS et al. 2004).

Die Feuchtgebiete bzw. überfluteten Bereiche selbst werden in einfacheren Modellen meist als lumped oder semi-distributive Speicher einer räumlichen Entität dargestellt, wobei das überflutete Gebiet dann über eine Volumen-Flächen Beziehung aus topographischen Daten bestimmt wird. Solche Modelle wurden in einer Vielzahl von Gebieten erfolgreich angewendet, wie beispielsweise in australischen (COSTELLOE et al. 2003; WHIGHAM & YOUNG 2001) oder südostasiatischen Überflutungsgebieten (KITE 2001), sowie in Argentinien (FERRATI & CANZIANI 2005) und im oberen Nileinzugsgebiet im Sudan (MOHAMED et al. 2004).

Die Verteilung bzw. das Fließen des Wassers in die Überflutungsbereiche kann dabei durch verschiedene Ansätze repräsentiert werden. In den einfachsten Ansätzen wird davon ausgegangen, dass der Wasserstand im Fluss dem der Überflutungsebene gleicht (PAIVA et al., 2011 & 2013b; YAMAZAKI et al. 2011), oder es wird eine Funktion genutzt, die abhängig vom Wasserstand in Fluss und Überflutungsbereich die Verteilung über den Höhengradienten steuert (DECHARME et al. 2012). Weiterhin kann in 1-D (BEIGHLEY et al. 2009; GETIRANA et al. 2012) oder in komplexeren 2-D Modellen (ADAMS et al. 2016; WILSON et al. 2007; TRIGG et al. 2009) die Überflutung mittels durchgehender Querschnitte von Fluss und Überflutungsebene simuliert werden. Die Bathymetrie der Flüsse wird dabei meist vereinfacht als rechtwinklige Form angenommen und in ihrer Ausdehnung über empirische Beziehungen der Fließakkumulation oder des mittleren Abflusses abgeleitet (PAIVA et al. 2013a).

Insgesamt zeigen diese Beispiele zumindest auf ihren jeweiligen Skalen die relevanten hydrologischen Prozesse in den Gebieten auf. Keine der genannten Studien präsentiert jedoch ein Modell, das die hydrologischen Prozesse räumlich distributiv in einem hohen

Detailgrad sowie gleichzeitig für ein größeres EZG von mehreren 10000 km² abbildet. Die aufgezeigten detaillierteren Studien benötigen dafür entweder in-situ-Messungen zur Gewässergeometrie (HUNTER et al. 2007; PRAMANIK et al. 2010), oder sie modellieren nur kleinere (27 km²; ADAMS et al. 2016) bis isolierte Feucht- bzw. Überflutungsgebiete (FERNÁNDEZ et al. 2016; THOMPSON et al. 2004; ZHANG & MITSCH 2005). Es besteht daher Bedarf für ein hydrologisches Modellsystem, was den genannten Anforderungen entspricht. Weiterhin sollte die Überflutungsberechnung mit topographischen Fernerkundungsdaten, wie dem SRTM-DGM parametrisierbar sein, um auch in datenarmen Gebieten die überflutete Fläche, deren Tiefe sowie Dauer simulieren zu können. In der Folge würde ein solches Modell einen wertvollen Beitrag zum Prozessverständnis leisten und könnte somit helfen, hydrologische Veränderungen durch Klima oder Landmanagement genauer zu quantifizieren.

2.4 Fernerkundung von Überflutungsflächen

Die Fernerkundung von Überflutungsflächen bezieht sich im Wesentlichen auf die spektrale Differenzierung von Oberflächenwasser gegenüber anderen Landbedeckungsarten. Sonnenlicht wird in Abhängigkeit von der Wellenlänge im klaren Wasser innerhalb der obersten 2-3 m absorbiert. Das infrarote Strahlungsspektrum wird hingegen bereits in den obersten Zentimetern einer Wasserfläche absorbiert. Dies führt vor allem im nahen Infrarot (NIR) zu einer guten Trennbarkeit von Wasserflächen gegenüber Böden und Vegetation (SCHULTZ & ENGMAN 2000; Abb. 2-4). Im sichtbaren Bereich weist trübes (Sedimente) sowie chlorophyllreiches (Algen, Phytoplankton) Wasser eine stärkere Reflexion auf (LÖFFLER et al. 2005), was genutzt werden kann um mittels Fernerkundung Aussagen über die Wasserqualität zu treffen (ARST 2003). Die höchste Reflexion tritt im grünen Kanal auf (Kanal 2; Abb. 2-4), was in Kombination mit der hohen Absorption im Infrarotspektrum in zahlreichen Indizes wie dem Modified Normalized Difference Water Index (MNDWI) oder Desert Flood Index (DFI) genutzt wird um die Trennbarkeit von Land und Wasser zu erhöhen (BAIG et al. 2013).

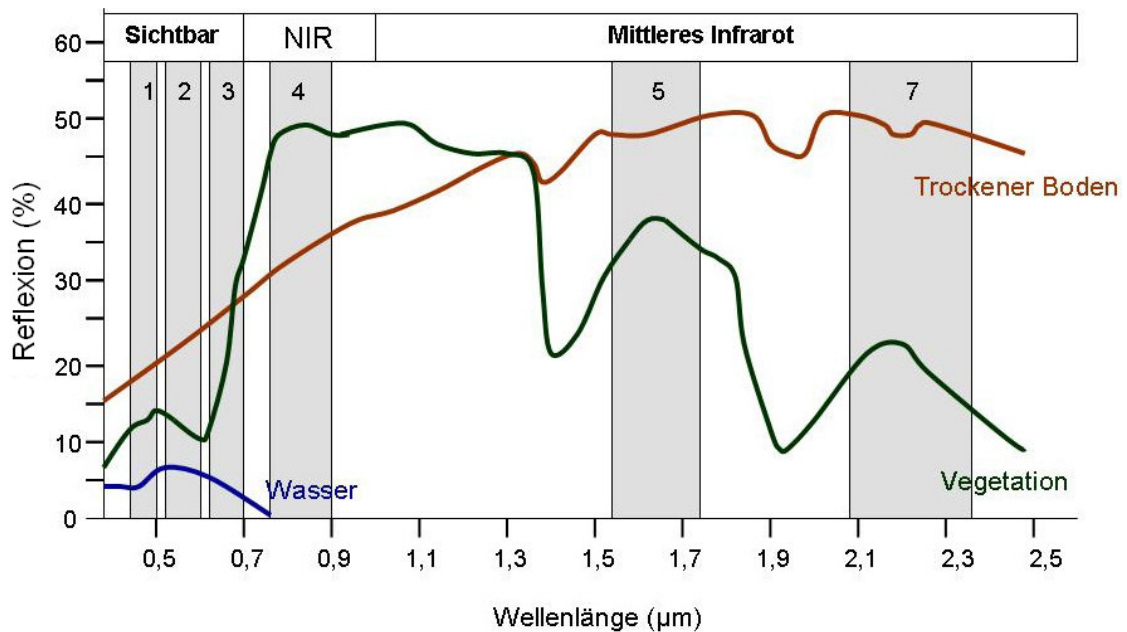


Abb. 2-4: Spektrale Signaturen von Wasser, Vegetation und Boden sowie die Kanäle von Landsat 7
(verändert nach SIEGMUND & MENZ 2005)

Ein weiterer Vorteil im Bereich der optischen Fernerkundung liegt darin, dass die Daten zahlreicher Sensoren, wie zum Beispiel von MODIS oder der Landsatsatelliten kostenlos zur Verfügung stehen. Zahlreiche Radarsatelliten bieten ebenfalls ein großes Potential bei der Ableitung von Wasserflächen, vor allem erfolgen die Aufnahmen witterungsunabhängig, was aufgrund von starker Bewölkung bei Überflutungsereignissen von entscheidender Bedeutung sein kann (HOCHSCHILD 2001; LÖFFLER et al. 2005; SCHULTZ & ENGMAN 2000). Als nachteilig sind hier aber die üblicherweise hohen Kosten für die Aufnahmen zu nennen

3 Methodisches Vorgehen

Die Erkenntnisse aus den vorhergehenden Kapiteln verdeutlichen, dass eine Modellierung des Klimawandels in Afrika sowie für größere Feucht- bzw. Überflutungsgebiete besonderer Aufmerksamkeit bedarf. Dazu werden in Abschnitt 3.1 die Ziele sowie nachfolgend die Thesen dieser Arbeit (Abschnitt 3.2) dargelegt. Anschließend soll der dazu angewendete holistische Ansatz der hydrologischen Modellierung in Abschnitt 3.3 aufgezeigt werden. Darauf folgt eine Beschreibung der Methodik zur Ableitung der räumlichen Eingangsdaten (Abschnitt 3.4) sowie zur hydro-meteorologischen Eingangsdaten- und Trendanalyse (Abschnitt 3.5). Ferner ist anzumerken, dass die Beschreibung, Entwicklung und Validierung des hydrologischen Modells erst in Kapitel 6 im Detail thematisiert wird, da zum besseren Verständnis dieses Kapitels Informationen aus der hydrologischen Systemanalyse, das heißt zu räumlichen und zeitlichen Daten, nötig sind.

3.1 Zielstellung

Übergeordnetes Ziel dieser Arbeit ist die *Analyse der hydrologischen Auswirkungen des Klimawandels im Oberen Zambezi*. Dabei sollen mögliche Veränderungen identifiziert und in ihrer räumlichen wie auch zeitlichen Ausprägung quantifiziert werden. Daraus resultierende Ergebnisse sollen nach Abschluss der Arbeit zur wissenschaftlich gesicherten Beratung von Entscheidungsträgern und betroffenen Akteuren in der Region bereitgestellt werden.

Die Feuchtgebiete und Überflutungsebenen im Oberen Zambezi bilden ein besonders wertvolles sowie komplexes Ökosystem (Vgl. Abschnitt 2.2 & 4.1). Um die hydrologisch relevanten Prozesse möglichst gut im Modell abbilden zu können, sollen zunächst im ersten Teil der Arbeit hydrologisch wirksame Komponenten (Klima, Relief, Boden, Geologie und Landbedeckung) im Untersuchungsgebiet beschrieben werden. Auch die statistische Analyse und Prüfung der hydro-meteorologischen Daten auf Trends, Lücken und andere Abweichungen wird im Rahmen dieser Systemanalyse und zur Vorbereitung der Modellierung durchgeführt.

Zur Beschreibung und Quantifizierung der in diesem System ablaufenden Prozesse wird schließlich ein hydrologisches Modell angewendet. Um die möglichen Änderungen durch

den Klimawandel auch räumlich abzubilden, eignet sich ***das voll distributive und physikalisch basierte Modellsystem J2000*** (KRAUSE 2001). Dieses soll mit täglichen Zeitschritten angewendet werden. Da saisonale Überflutungen im Oberen Zambezi das hydrologische Prozessgeschehen im Jahresverlauf dominieren, sollten diese auch im Modell repräsentiert werden. Da dies bisher nicht möglich war ergibt sich daraus das zweite Haupt- bzw. technische Ziel dieser Arbeit, die ***Entwicklung, Implementierung, Anwendung und Validierung einer räumlich distributiven Überflutungskomponente für das Modellsystem J2000***. Damit soll das Modellsystem J2000-Flood geschaffen werden, welches die saisonale Überflutung für ein größeres EZG von mehreren 10000 km² sowie gleichzeitig distributiv in einem hohen Detailgrad abbildet. Neben der Prozessrepräsentation ist eine weitere Anforderung an die Komponente eine möglichst einfache Parametrisierbarkeit, damit diese auch beim Vorliegen weniger Eingangsdaten aus der Untersuchungsregion verwendet werden kann. Aus diesem Grund sollen vor allem Fernerkundungsdaten wie digitale Geländemodelle genutzt werden, um eine Übertragbarkeit in andere datenarme Gebiete zu gewährleisten. Bei der Implementierung soll folglich ein konzeptioneller Ansatz umgesetzt werden, das heißt, es werden keine komplexen hydraulische Strömungsgleichungen implementiert, sondern vielmehr wird mittels eines möglichst funktionalen Ansatzes die Überflutung flächenhaft repräsentiert. Zur Validierung dieser Modellentwicklung sollen Landsatdaten eingesetzt werden, um die Übereinstimmung der Ausdehnung der simulierten Überflutung zu quantifizieren. Abschließend sollen die Ergebnisse dieser Arbeit hinsichtlich möglicher Unsicherheiten bewertet, sowie mit den Resultaten anderen Studien verglichen werden.

3.2 Thesen

Im Folgenden lassen sich zu dem in Kapitel 4 im Detail beschriebene Untersuchungsgebiet (USG) folgende Thesen formulieren, deren Gültigkeit untersucht und in den Schlussfolgerungen (Kapitel 9) bewertet werden sollen:

- Mittels der Erweiterung des Modellsystems J2000 hin zu einem J2000-Flood, ist es möglich den Abfluss aus dem Untersuchungsgebiet auf täglicher Basis zu simulieren sowie die raumzeitliche Variabilität der einzelnen hydrologischen Systemkomponenten und deren Beitrag zur Wasserbilanz realitätsnah zu quantifizieren.
- Es ist möglich eine Modellkomponente zur Modellierung der Überflutungsprozesse zu entwickeln, welche mittels eines konzeptionellen Ansatzes die saisonale Überflutung in ihrer räumlichen sowie zeitlichen Ausprägung repräsentiert und somit zu einer genaueren Beschreibung der hydrologischen Prozessgrößen beiträgt.
- Die einfache Parametrisierbarkeit der zu entwickelnden Modellerweiterung J2000-Flood und die Validierung der raumzeitlichen Überflutungsmuster wird durch global- sowie freiverfügbare Fernerkundungsdaten (Landsat, SRTM-DGM) gewährleistet und ermöglicht somit eine Übertragbarkeit in andere datenarme Gebiete.
- Der Wasserhaushalt des Oberen Zambezi ist durch die Evapotranspiration als wesentlichen hydrologischen Prozess geprägt.
- Der schnelle Basisabfluss (Grundwasser) stellt aufgrund der gut drainierten Sandböden den dominierenden Abflussprozess im Oberen Zambezi dar. Oberflächenabfluss tritt hingegen nur bei Ausuferung und Aufsättigung der Überflutungsebenen auf.
- Ein stark signifikanter Anstieg prägt die mittlere Temperaturentwicklung auf dem afrikanischen Kontinent seit Ende der 70er Jahre und zeichnet sich in der Folge auch für das USG ab.
- Aus den globalen Klimamodellen ergibt sich ebenfalls ein stark signifikanter Temperaturanstieg, welcher bis zum Ende des Jahrhunderts durch die ansteigende Verdunstung zu einem starken Rückgang des mittleren jährlichen Abflusses, der Überflutung sowie der Grundwasserneubildung führt.
- Trotz großer Unsicherheiten in der projizierten Entwicklung des Niederschlages ist aufgrund des hohen Temperatur- bzw. Verdunstungsanstieges von einer Gefährdung der Feuchtgebiete im Oberen Zambezi auszugehen.

3.3 Holistischer Ansatz der hydrologischen Modellierung

Zur Erreichung der genannten Ziele sowie um die aufgeführten Thesen zu prüfen, soll in dieser Arbeit der in Abb.6-1 aufgezeigte holistische Ansatz der hydrologischen Modellierung angewendet werden. Dieser steht in der Tradition des integrierten Land- und Wasserressourcen-Managements (ILWRM) sowie systembezogener Entwicklung regionaler hydrologischer Modellsysteme (FLÜGEL 2000; HEATHCOTE 2009). Zahlreiche Studien belegen die Bedeutung dieses Ansatzes sowie einer ganzheitliche Betrachtung hydrologischer Systeme, um mögliche Folgen des Klimawandels zu modellieren und geeignete Anpassungsstrategien für eine nachhaltige Wasserwirtschaft zu entwickeln (FLÜGEL 2009; 2010; 2011; HELMSCHROT 2006; MOLINA-NAVARRO et al. 2016; SHARMA & FLÜGEL 2015).

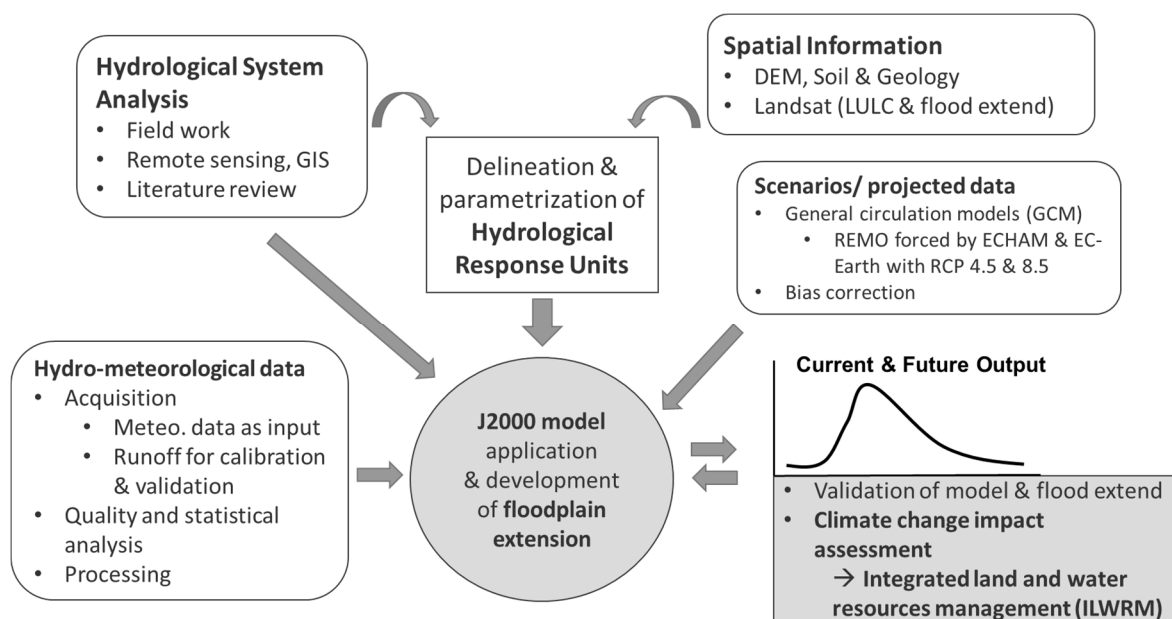


Abb. 3-1: Holistischer Ansatz des methodischen Vorgehens in der hydrologischen Modellierung

Aus Abb.6-1 und Studien in der Region wird deutlich, dass eine hydrologische Systemanalyse die wissensbasierte Grundlage zur Erstellung eines hydrologischen Modells bildet (HELMSCHROT et al. 2014; STEUDEL et al. 2013). Im Wesentlichen besteht diese aus der Analyse von räumlichen und zeitlichen Daten sowie Feld- und Literaturarbeit, um Kenntnisse über die hydrologischen Gegebenheiten und Prozesse im USG zu erlangen (Kapitel 4). Neben der Parametrisierung ist eine solche Systemanalyse vor allem bei der Erstellung der Modelleinheiten (Hydrological Response Units – HRUs) wichtig (MÜSCHEN et al. 1999), da diese die Landschaft und die damit verknüpften hydrologischen Prozesse

bestmöglich repräsentieren sollten (FLÜGEL 1995; FLÜGEL & MÄRKER 2003). Technisch betrachtet sind vor allem räumliche Informationen zu Gelände, Böden und Geologie nötig. Weiterhin wird die Systemanalyse zeigen, wie die Überflutung das hydrologische Prozessgeschehen im USG dominiert und diese folglich ins Modell implementiert werden sollte.

Zur Erstellung eines funktionsfähigen Modells sind im weiteren Verlauf Klimadaten nötig, welche in Kapitel 5 analysiert werden. Das entwickelte Modell kann nach erfolgreicher Kalibrierung und Validierung genutzt werden, um die Auswirkungen des Klimawandels auf den hydrologischen Kreislauf zu quantifizieren (FLÜGEL 2009; 2010; KRAUSE & HANISCH 2009). Dabei finden die in Abschnitt 5.4 beschriebenen herunterskalierten Klimamodelle als Eingangsdaten Verwendung, im Falle des Niederschlages allerdings in korrigierter Form (Abschnitt 6.2.2). Die Ergebnisse dieses Ansatzes tragen nicht nur zum Systemverständnis bei, sondern bilden vor allem im Hinblick auf den Klimawandel und ein integriertes Land- und Wasserressourcen-Management (ILWRM) die Basis für eine wissenschaftlich gesicherte Beratung von Entscheidungsträgern und betroffenen Akteuren in der Region.

3.4 Ableitung räumliche Eingangsdaten

In diesem Abschnitt erfolgt eine Beschreibung der Methodik, wie sie zur Ableitung der räumlichen Informationen zu Böden und Landbedeckung angewendet wird. Daraus resultierende Ergebnisse sowie weitere verfügbare räumliche Eingangsdaten finden bereits in der Beschreibung des USG Verwendung, da diese eigenen Analysen im Vergleich zur Literatur einen höheren Detailgrad bieten.

3.4.1 Böden

Zur Validierung und Parametrisierung der in Abschnitt 4.4 beschriebenen Bodeninformationen wurden vor Ort in Kooperation mit der University of Zambia (UNZA) Bodenproben entnommen. Aus logistischen Gründen konnte auf der angolanischen Seite des USG keine Feldarbeit durchgeführt werden. Deshalb wurden

ausschließlich zwischen Kalabo und Sikongo Böden unter verschiedenen Landbedeckungsarten entlang der Straße beprobt (Abb. A-1; Abb. 4-6). Die Probennahme erfolgte mit einem Handbohrer in 5, 15, 30 und 60 cm Tiefe. Anschließend wurden die Proben im bodenkundlichen Labor der UNZA in Lusaka analysiert. Die dabei angewendeten Methoden werden im Folgenden kurz beschrieben.

Zur Bestimmung der organischen Substanz wird die Methode nach WALKLEY & BLACK (1934) angewendet. Dieses Verfahren bestimmt nach der Oxidation von Kohlendioxid den Kohlenstoffgehalt der Probe indirekt. Zur Oxidation wird in Schwefelsäure gelöstes Kaliumdichromat ($K_2Cr_2O_7$) verwendet. Wenn der organisch gebundene Kohlenstoff oxidiert, wird das Cr^{6+} Ion des Dichromats zum grünlichen Cr^{3+} reduziert. Die Grünfärbung wird anschließend im Spektralphotometer bei 584 nm gegen eine Kalibration gemessen. Der abgeleitete Kohlestoffgehalt kann dann über einen Umrechnungsfaktor in den Gehalt an organischer Substanz umgerechnet werden (BLUME et al. 2011; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010).

Um die Anteile der Hauptbodenarten (Sand, Schluff, Ton) zu bestimmen wird zunächst das Bodenskelett (>2 mm) vom Feinboden getrennt. Danach wird die organische Substanz in der Probe mittels einer Wasserstoffperoxidlösung (H_2O_2) zerstört. Als nächsten Schritt müssen die Carbonate mittels Salzsäure zerstört werden. Hiernach werden die Proben mit Natriumdiphosphat ($Na_4P_2O_7$) versetzt und homogenisiert. Die eigentliche Korngrößenanalyse wird in zwei verschiedenen Arbeitsschritten unterteilt. Der erste ist eine Siebung zur Abtrennung von Sand (> 0,063 mm) und der zweite die Erzeugung einer Suspension. Innerhalb dieser werden Unterschiede in der Absinkgeschwindigkeit der Schwebstoffe (Sedimentation) genutzt, um mittels Aräometer-Methode die Veränderung der Suspensionsdichte zu messen. Daraus können schließlich über das Gesetz von STOKES (1845) die Anteile der verbleibenden Korngrößen (Ton und Schluff) berechnet werden (BLUME et al. 2011; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2010). Die ermittelte Korngrößenverteilung wird weiterhin genutzt, um mit Hilfe der Bodenkundlichen Kartieranleitung die Feldkapazität der Böden zu bestimmen (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005).

3.4.2 Landbedeckung

Die Landbedeckung (Abb. 4-10) wurde auf Grundlage von Landsat TM5 Satellitendaten aus Juli 2008 abgeleitet. Diese wurden zuerst in ENVI radiometrisch kalibriert, das heißt, die Digital Number (DN) wurden in Strahlungswerte und schließlich in die TOA (Top Of Atmosphere) Reflektanz umgerechnet (CHANDER & MARKHAM 2003). Anschließend erfolgte eine Atmosphärenkorrektur in Geomatica mit dem ATCOR-Modul, wobei Sonnenwinkel, Aufnahmezeitpunkt und Korrekturfaktoren aus Metadaten ausgelesen wurden. Nachdem die Szenen mit den Grenzen des EZG ausgeschnitten wurden, erfolgte die Mosaikierung in ENVI. Dabei wurden die Histogramme anhand der überlappenden Bereiche aneinander angepasst (Color Matching = Histogram Matching).

Schließlich wurde auf der Grundlage von manuell ausgewiesenen Trainingsgebieten eine überwachte Maximum Likelihood Klassifikation in ENVI durchgeführt (AHMAD & QUEGAN 2012). Die Trainingspolygone wurden dabei so gesetzt, dass in jeder Klasse einige Polygone vertreten und über das gesamte USG verteilt waren. Zur Validierung der Klassifikation wurden mittels 330 zufällig ausgewählten Punkten eine Konfusionsmatrix und schließlich die Gesamtgenauigkeit berechnet.

3.5 Hydro-meteorologische Daten- und Trendanalyse

Voraussetzung für die angestrebte Analyse der Abfluss- und Klimaparameter ist die Homogenität der Zeitreihen, welche mittels Doppelsummenanalyse geprüft wurde. Dazu werden die Daten kumuliert und gegen eine kumulierte Referenzzeitreihe einer benachbarten Station aufgetragen. Bei Lücken in einer Zeitreihe wird der korrespondierende Wert ebenfalls ausgenommen um eine Verzerrung der Ergebnisse zu vermeiden. Folgen in der grafischen Analyse die Datenpunkte einer geraden Linie, ergibt sich daraus keine Inhomogenität (RAGHUNATH 2006; SILVEIRA 1997). Existieren aber sich vergrößernde Abweichungen oder Brüche, könnte das die Folge einer Änderung der Messeinrichtung selbst oder in deren Umfeld sein, beispielsweise der Einsatz anderer Messtechnik oder eine Veränderung durch höhere Vegetation.

Wenn keine Inhomogenität festgestellt werden kann, wird die Trendberechnung mit der nichtparametrischen Methode Sen's Slope durchgeführt (SEN 1968). Diese ist der Median des Anstieges aller Geraden zwischen den angrenzenden Messwerten. Dadurch ist die

Methode weniger anfällig für Extremwerte. Die Signifikanz der Trends wurde mittels des nichtparametrischen Mann-Kendall-Tests (MANN 1945; KENDALL 1975; SALMI et al. 2002) auf einem Niveau von $\alpha = 0.001, 0.01, 0.05$ und 0.1 geprüft. Letzteres bezeichnet beispielweise ein Signifikanzniveau von 10 %. Die Trendanalysen werden auf jährlicher Basis sowie für jeden einzelnen Monat des Jahres durchgeführt, um eine mögliche Veränderungen bzw. Verschiebung der Saisonalität zu detektieren.

4 Untersuchungsgebiet und räumliche Eingangsdaten

In den folgenden Abschnitten wird als Teil der hydrologischen Systemanalyse eine Beschreibung des Untersuchungsgebietes vorgenommen. Nach grundlegenden Informationen zu Lage und Besonderheiten (Abschnitt 4.1) folgt eine klimatische Einordnung (Abschnitt 4.2). Anschließend werden eingangs der jeweiligen Abschnitte die Datenquellen der räumlichen Eingangsdaten genannt (ab Abschnitt 4.3), um mit diesen das USG genauer zu charakterisieren. Weiterhin finden die aufgezeigten räumlichen Daten zur Ableitung der Modelleinheiten in Abschnitt 6.2 Verwendung.

4.1 Grundlegende Informationen

Als USG wurde das Flusseinzugsgebiet des Luanginga (ca. 33000 km²) ausgewählt, da es ein naturräumlich und somit hydrologisch repräsentatives Teileinzugsgebiet im Oberen Zambezi darstellt sowie eine lange Abflusszeitreihe mit nur wenigen Lücken aufweist. Es ist für die Region als repräsentativ anzusehen, da es naturräumlich zwischen Trockensavanne im Unterlauf und Feuchtsavanne im Oberlauf verortet ist (COLE & BLIJ 2007). Zusätzlich sind die für den Oberen Zambezi typischen tiefen Kalaharisande sowie nur ein schwach ausgeprägtes Relief mit flachen Hängen anzutreffen. In der Folge sind die Gewässer im Unterlauf von flachen Feucht- bzw. Überflutungsebenen umgeben, welche ein großes Speicher- sowie Verdunstungspotential bieten (WINSEMIUS et al. 2006).

Der Pegel am Gebietsauslass liegt in Kalabo und weist einen mittleren Abfluss von ca. 65 m³/s auf. Der Fluss entspringt im angolanischen Hochland, fließt bei 22 °E über die Grenze nach Sambia (Abb. 4-1) und mündet dort in der Barotse Floodplain in den Zambezi. Somit handelt es sich um ein grenzübergreifendes Gewässer, in dessen Gebiet dem Integrierten Land- und Wasserressourcen-Management (ILWRM) besonderes Augenmerk zukommen sollte (FLÜGEL 2010; GWP 2012). Vor allem im Unterlauf stellen die Flussauen großräumige Überflutungsebenen dar, die saisonal am Ende der Regenzeit im März und April überschwemmt werden (Abb. 4-2 D). In diesem Gebiet befinden sich auch Teile des Liuwa-Plain-Nationalparks, welcher in der Regenzeit durch die Wanderung riesiger Gnu- und Zebraherden von Angola her geprägt ist (Abb. 4-2 C). Dies verdeutlicht wie die jährliche Überflutung die Grundlage für dieses spezielle Ökosystem darstellt, welches jedoch durch den Klimawandel besonders gefährdet ist (CAPON et al. 2013; ERWIN

2009; JUNK et al. 2013; MITCHELL 2013). Zusammen mit der angrenzenden Barotse Floodplain handelt es sich neben dem Okavangodelta um eines der bedeutendsten Feuchtgebiete im südlichen Afrika (MITSCH & GOSSELINK 2000b).

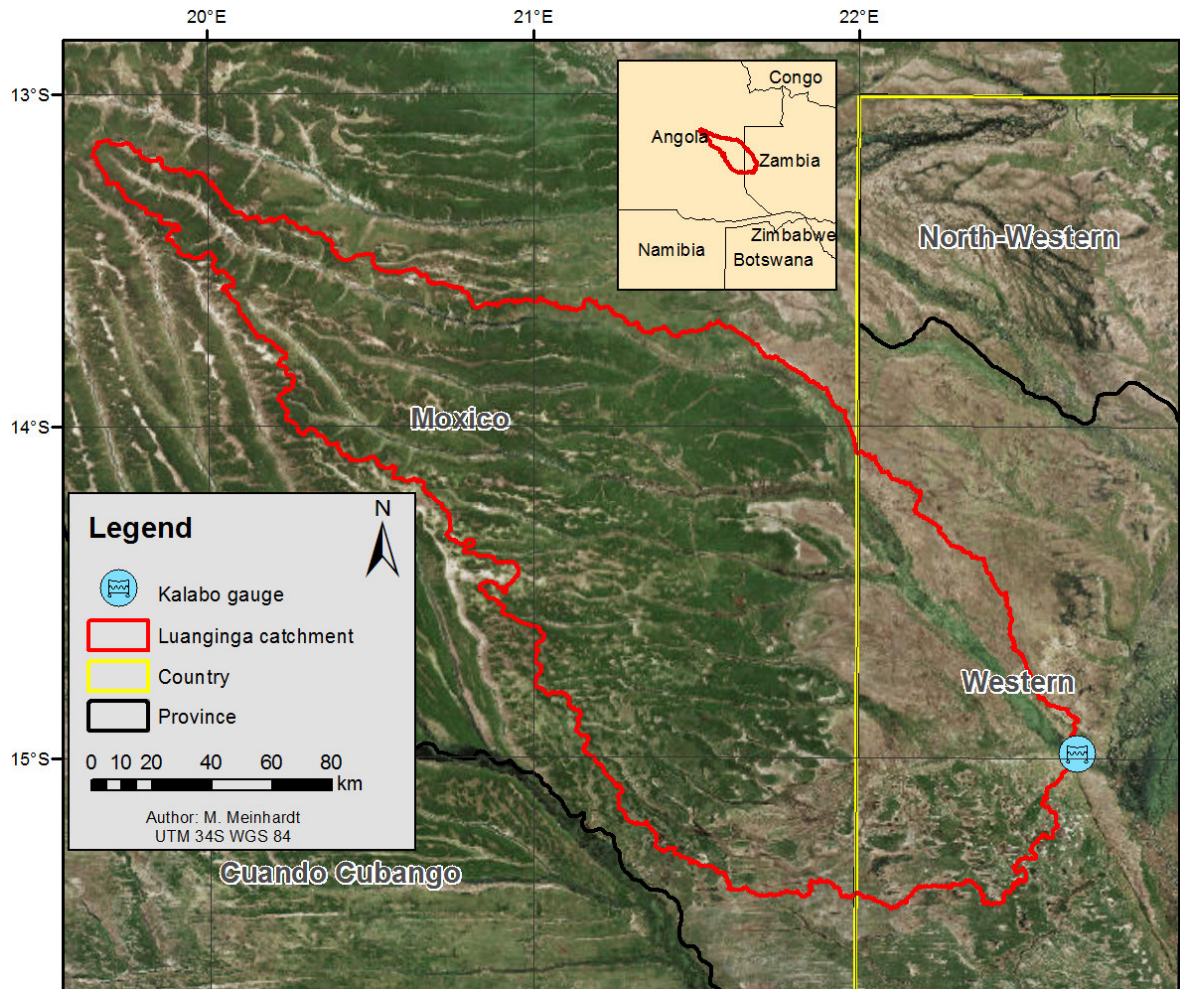


Abb. 4-1: Flusseinzugsgebiet des Luangwa vom Pegel in Kalabo

Kalabo selbst ist die größte Ortschaft im dünn besiedelten und abgelegenen USG. Dennoch war sie bis 2016 nur von ca. Juni bis Dezember mit einem Geländewagen erreichbar, da eine Überquerung der Barotse Floodplain (Zambezi) mit einem Pkw während der Regenzeit nicht möglich war und somit ausschließlich auf Bootsverkehr zurückgegriffen werden konnte (Abb. 4-2 A). Mitte 2016 wurde ein 34 km langer Damm mit 25 Brücken und einer über einen Kilometer langen Brücke über den Hauptstrom des Zambezi fertig gestellt (LUSAKATIMES 2016). Auch die Anbindung über sandige Fahrwege nach Angola ist während der Regenzeit unterbrochen. Diese Straße soll in den kommenden Jahren ausgebaut werden, um eine Handelsroute zwischen den Nachbarländern zu schaffen. Aufgrund der bisher extrem schlechten infrastrukturellen Anbindung des USG gibt es in diesem Gebiet kaum wirtschaftliche Entwicklung und die Bevölkerung lebt größtenteils

von Subsistenzwirtschaft wie Ackerbau, Fischfang und Transhumanz (Wanderweidewirtschaft; IUCN 2003). Die Behausungen in Kalabo sind meist einfache Häuser aus Betonsteinen. Außerhalb wechselt dies zu den traditionellen Lehm- und Reethütten (Abb. 4-2 B).



Abb. 4-2: A: Hafen in Kalabo; B: Typisches traditionelles und modernes Haus in Kalabo; C: Zebras im Liuwa-Plain-Nationalpark; D: Überflutungsebenen im Unterlauf am Yuka Missionskrankenhaus

4.2 Klima

Die tägliche Temperaturamplitude in Kalabo beträgt im Winter mehr als 15 °C, wobei die Minimumtemperatur einstellig werden kann (Abb. 4-3). Während der Regenzeit im Sommer fallen die Temperaturen nur wenig unter 20 °C und können tagsüber, vor allem am Ende der Trockenzeit auf bis zu 35 °C ansteigen. Der Jahresniederschlag beläuft sich auf ca. 900 mm und fällt fast ausschließlich zwischen Oktober und April. Dieser generiert im Mittel einen Abfluss von ca. 65 m³/s am Pegel in Kalabo.

Nach der aktualisierten Köppen-Geiger Klimaklassifikation von PEEL et al. (2007) herrscht im Unterlaufe tropisches Savannenklima vor, welches in Richtung des angolanischen Hochlandes zu einem gemäßigten Klima mit trockenen Wintern und heißen Sommern

übergeht. Nach der genetischen Klimaklassifikation von Neef hingegen herrscht im gesamten USG tropisches Wechselklima vor, welches auf der Südhemisphäre durch den Wechsel von winterlicher Trockenzeit und sommerlicher Regenzeit (November-April) gekennzeichnet ist (LAUER & BENDIX 2006). Dieser wird durch die jahreszeitliche Verschiebung der Sonnenhöchststände zwischen 23,5° nördlicher und südlicher Breite verursacht. Mit dem Zenitstand verschiebt sich auch das Tiefdruckgebiet der ITC (Innertropische Konvergenzzone), welches durch eine hochreichende labile Luftschichtung mit heftigen Gewitterniederschlägen gekennzeichnet ist. Zusätzlich werden diesem Hitzetief durch den Südost-Passat feuchte Luftmassen vom warmen Mosambikstrom aus dem Indischen Ozean her zugeführt (WEISCHET & ENDLICHER 2000; WIESE 1997). Während die Äquatorialzone dauerhaft von der ITC beeinflusst wird und jährliche Niederschlagsmengen von 2.000 - 3.000 mm/a aufweist, nimmt ihr Einfluss mit zunehmender Breite ab. Dadurch verringern sich die Dauer der Regenzeit und die jährliche Niederschlagsmenge (GOUDIE 2007).

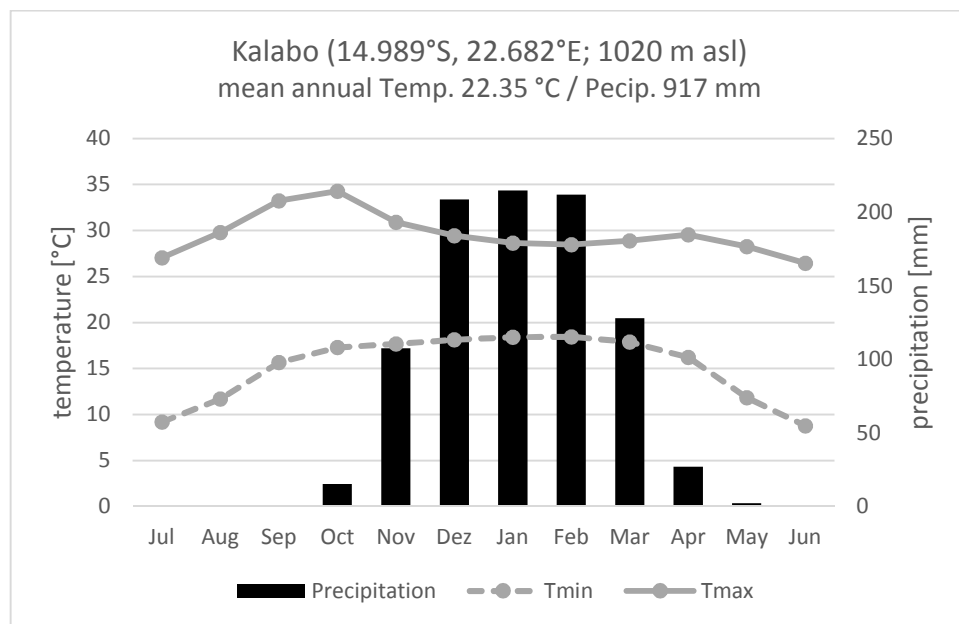


Abb. 4-3: Klimadiagramm Kalabo (1960-1972; Datenquelle: Zambia Meteorological Department)

4.3 Relief

Zur Ableitung verschiedener Reliefparameter wurde das Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Geländemodell genutzt, welches im Jahr 2000 durch ein amerikanisches C-Band-System (SIR-C) an Bord des Space Shuttles „Endeavour“ generiert wurde. Dabei wurde mittels eines 60 m langen Auslegers die Single-Pass-Interferometrie genutzt (KOCH et al. 2002). Das daraus erzeugte digitale Geländemodell (DGM) hat eine räumliche Auflösung von einer Bogensekunde (ca. 30 m). Aufgrund der Gebietsgröße (ca. 33000 km²) und dem damit verbundenen Rechenaufwand bei der Ableitung der Modelleinheiten wurde das SRTM-3 Produkt mit einer Auflösung von drei Bogensekunden verwendet (Abb. 4-4). Zusätzlich traten im gröber aufgelösten DGM vergleichsweise weniger Störungen und Rauschen auf (HORMANN 2014).

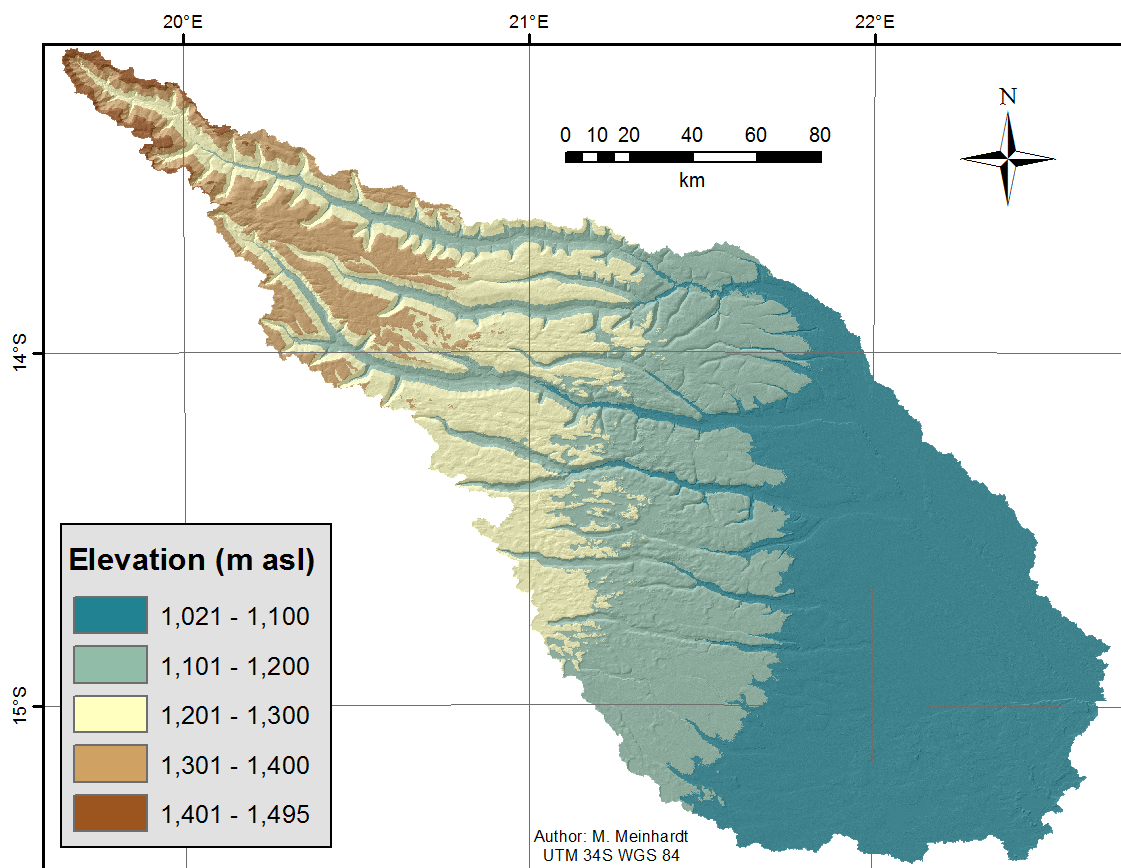


Abb. 4-4: Höhenstufen des USG auf Basis des SRTM-3

Die Geländehöhe über dem Meeresspiegel steigt von 1021 m am Pegel in Kalabo bis auf knapp 1500 m im Oberlauf an (Abb. 4-4). Die Hangneigungswerte sind kaum größer als 5°. Ein Großteil der Fläche weist Hangneigungen kleiner als ein Grad auf. Vor allem im Unterlauf bildet die Überflutungsebene ein ausgedehntes Tiefland (Abb. 4-5). Bis auf

wenige steilere Kanten an Gewässerrändern kann das Gebiet als nicht besonders reliefiert bezeichnet werden.

Eine Besonderheit im Süden des USG sind eine Vielzahl von Dambos. Dabei handelt es sich um vom Grundwasser beeinflusste, teichähnliche Vertiefungen entlang der Tiefenlinien, welche nach der Regenzeit meist trocken fallen. Diese sind in Afrika vor allem in flachen Ebenen mit einer ausgeprägten mehrmonatigen Trockenzeit sowie Niederschlägen zwischen 600 und 1500 mm zu finden (GOUDIE 1996b; WIESE 1997).

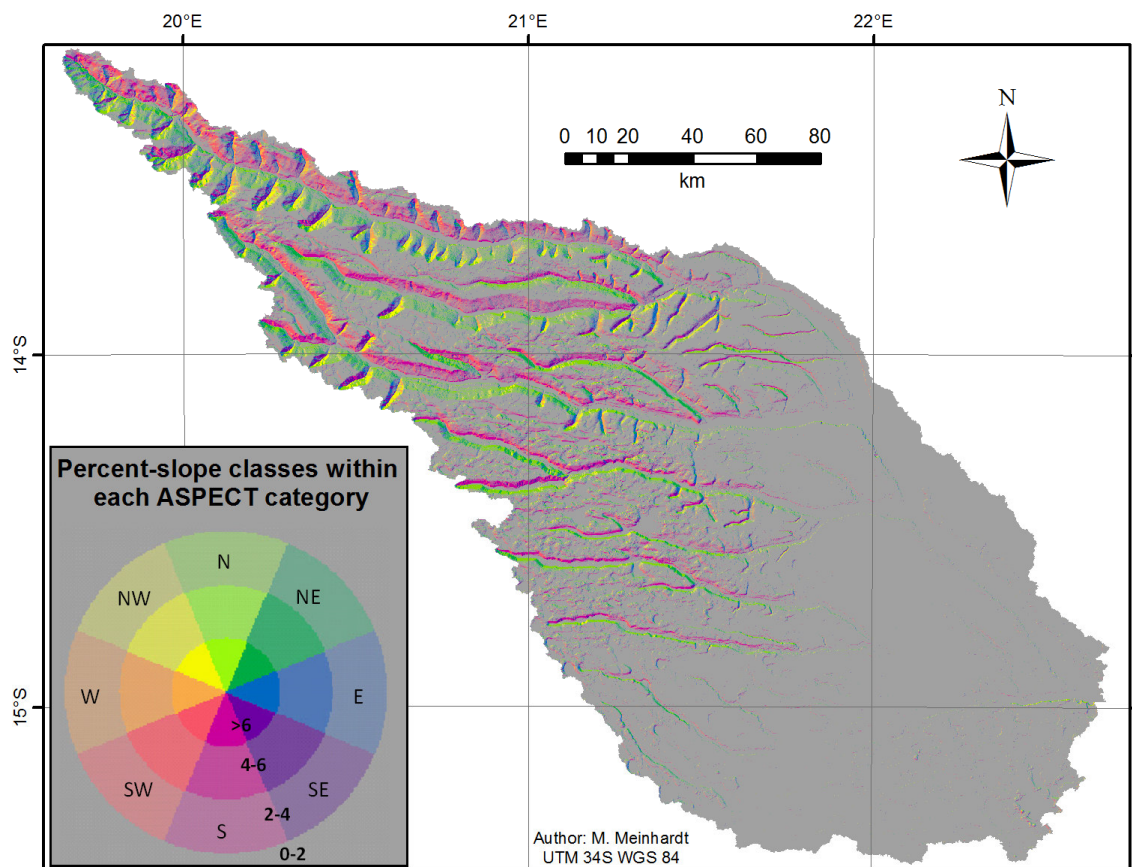


Abb. 4-5: Hangneigung und -ausrichtung des USG

4.4 Böden

Die Böden in Abb. 4-6 basieren auf der World Reference Base Map of World Soil Resources (FAO 2013) und können mittels Profilinformatoren der Harmonized World Soil Database (FAO 2012) genauer beschrieben werden. Zusätzlich sind auch wenige Profildaten in der SOTERSAF (Soil and Terrain Information for the Southern African Region; DIJKSHOON 2003) verfügbar. Zur Validierung und genaueren Charakterisierung

dieser globalen Bodenkarten wurden im USG Bodenproben entnommen. Die zugehörige Methodik wurde bereits in Abschnitt 3.4.1 beschrieben. Details zu den Probenstandorten (verschiedenen Landbedeckungsarten), den Böden sowie daraus abgeleitete Informationen werden im Folgenden wiedergeben.

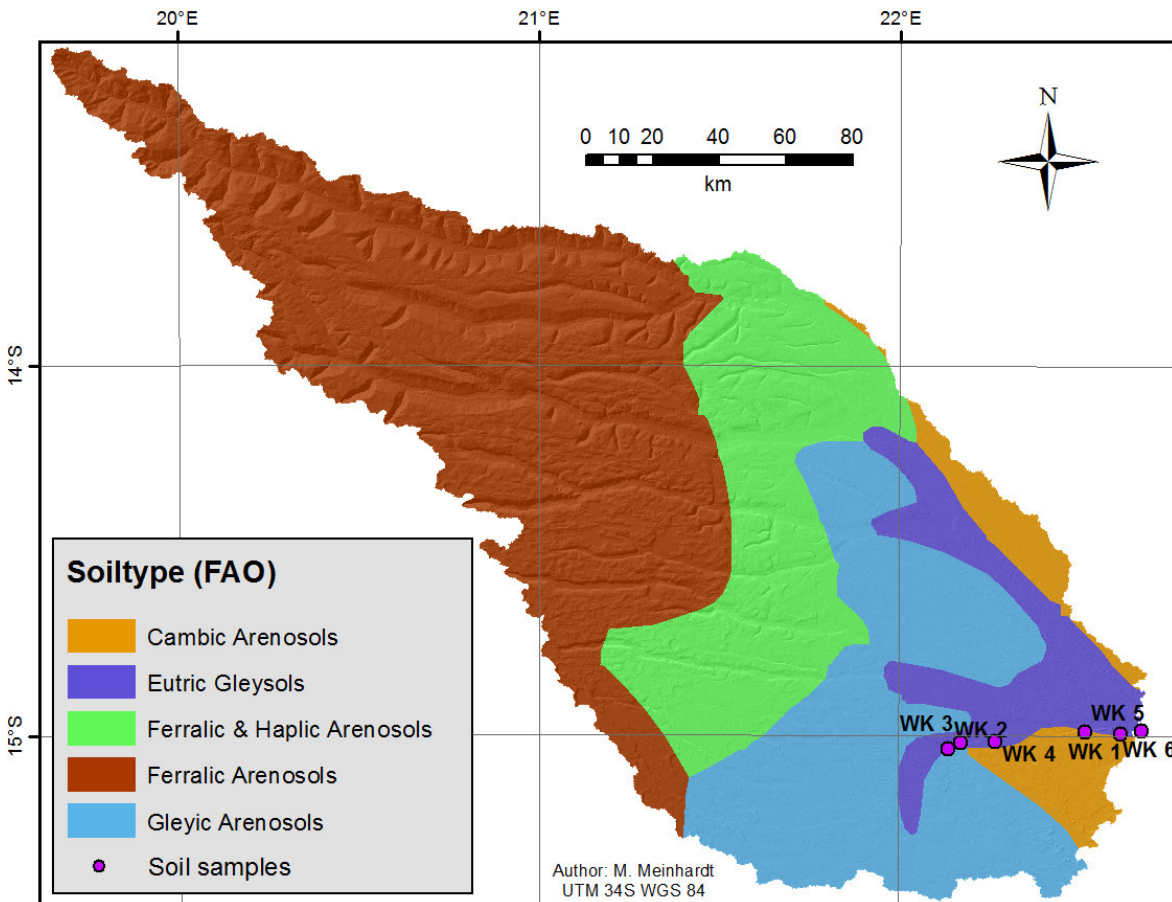


Abb. 4-6: Bodentypen des USG

Profil Wk1 wurde zwischen Feldern gegraben und die Umgebung war vereinzelt mit Gräsern und Büschen bewachsen. Es handelt sich um einen sandigen Arenosol ohne ausgeprägte Profildifferenzierung (Abb. 4-7; Tab. A-1). Wk2 zeigt einen bis zur Wurzel ausgegrabenen Grasbüschel in der Sikongo Überschwemmungsebene. Unter dieser nur selten überschwemmten Graslandschaft ist ebenfalls ein Arenosol vorzufinden.

Bereiche die allerdings länger überflutet werden, weisen durch Sedimentationsprozesse feinkörnigeres Material und somit eine höhere Feldkapazität auf. Zusätzlich wird bereits durch die dunkle Färbung des Bodens in Wk3 (Nyengo Überschwemmungsebene) deutlich, dass auch der organische Bestandteil in diesen Bereichen vergleichsweise hoch ist (vgl. Tab. A-1). Das Profil Wk6 liegt direkt in der Hauptüberschwemmungsebene am Ufer

des Luanginga und bestätigt diese Annahmen, da hier der Gehalt von Ton, Schluff sowie organischer Substanz am höchsten ist.



Abb. 4-7: Ansicht der einzelnen Böden der jeweiligen Probenstandorte (Vgl. Abb. A-1; Tab. A-1)

Die Beiden Stadtorte Wk4 und Wk5 sind wiederum Arenosole. Besonderheiten sind hier das dichte Wurzelwerk unter hohen Bäumen mit Unterwuchs (Wk4), welches im Buschland (Wk5) nicht so stark ausgeprägt ist. Generell sind Büsche und Bäume im USG immergrün, was auf eine Versorgung mit Grundwasser in der Trockenzeit und somit auf extrem tiefreichende Wurzeln schließen lässt. Bestätigt wurde dies beim Versuch, die Wurzeln von Büschen am Standort Wk1 auszugraben (Abb. 4-8). Das Beispiel zeigt einen kleinen Busch, dessen Wurzeln einen größeren Durchmesser aufweisen als dieser selbst. Somit sind diese in der Lage viel Wasser zu speichern. Weiterhin ging der Durchmesser

dieser Wurzeln bis zur maximalen Aushubtiefe von ca. 1,50 m nicht zurück und lässt darauf schließen, dass sie bis zu permanent wasserführenden oder zumindest feuchten Schichten reichen. Die Gräser in Wk2 und Wk3 weisen hingegen eine maximale Wurzeltiefe von ca. 30 cm auf. Dies führt während der Trockenzeit zum Absterben und somit zu einer Gelbfärbung (Hintergrund Abb. 4-2 C) der Gräser.



Abb. 4-8: Bestimmung von Wurzeltiefe und Wuchshöhe an ausgewählten Bodenprobenstandorten

Lage und Eigenschaften der Bodenproben zeigen, dass die Klassengrenzen im globalen Raster der World Reference Base nicht sehr genau verortet sind (Abb. 4-6). Trotzdem liefern diese flächenhaft vorliegenden Bodendaten, in Verbindung mit den vorangegangenen Bodenanalysen wichtige Informationen um die Gebietshydrologie detaillierter zu beschreiben. Im Wesentlichen wird zwischen dem Gleysol und verschiedenen Arenosolen unterschieden.

Die grundwasserbeeinflussten Gleysole sind als lehmige bis tonige Sande zu bezeichnen und treten im USG in den periodisch überschwemmten Gebieten entlang dem Unterlauf des Luanginga auf. Durch die wechselfeuchten Bedingungen kann dieser Boden stark verdichtet werden und weist in der Folge nur ein geringes Porenvolumen auf, was zu schlechter Infiltration führt (DRIESSEN et al. 2001).

Die aus schwach tonigem oder lehmigem Sand bis Grobsand bestehenden Arten von Arenosolen entwickeln sich auf grobkörnigen Lockersedimenten (ZECH & HINTERMAIER 2002). Dabei handelt es sich einerseits um alluviale bzw. äolische Ablagerungen wie die im USG dominierenden Kalahari-Sande. Kleinräumiger kann auch intensiv verwittertes, kieselsäurereiches Gestein (z.B. Sandstein, Quarzit, Granit) das Ausgangsmaterial bilden (DRIESSEN et al. 2001). Aufgrund der wiederholten Aufbereitung und Denudation ihres Ausgangsmaterials weisen die grobporigen Böden selbst keine Profilentwicklung auf und sind wenig fruchtbar. Die meisten Nährstoffe sind in der vom Gras durchwurzelten Zone im Oberboden, durch die Zersetzung der organischen Auflage konzentriert (VERBOOM & BRUNT 1970a). Dies zeigen dunkler gefärbte Bestandteile sowie die Laboranalysen an (Abb. 4-7 Wk1; Tab. A-1). Infolge des Einzelkorngefüges sind Arenosole außerdem leicht erodierbar (DRIESSEN et al. 2001) und unterliegen oftmals der Flächenspülung (BORCHERT 1963). Dem entgegen wirkt das niedrige Wasserhaltevermögen, was zu hohen Infiltrationsraten führt. Eine Besonderheit die im Süden des USG beobachtet werden konnte, sind kleinräumige Schichten von Eisenstein an den Rändern von (früheren) Dambos, die durch den ständigen Wechsel von aeroben und anaeroben Bedingungen entstanden sind (VERBOOM & BRUNT 1970a; WIESE 1997). Dieser wird teilweise ohne den Einsatz von Maschinen für die lokale Nutzung im Bauwesen abgebaut (Abb. 4-9).



Abb. 4-9: Abbau von Eisenstein im Südosten des USG

4.5 Landbedeckung

Die Landbedeckung (Abb. 4-10) wurde auf Grundlage von Landsat TM5 Satellitendaten aus dem Juli 2008 abgeleitet. Die zugehörige Methodik wurde bereits in Abschnitt 3.4.1 beschrieben. Aus der Validierung ergab sich schließlich eine Gesamtgenauigkeit der Maximum Likelihood Klassifikation von 85,3 %.

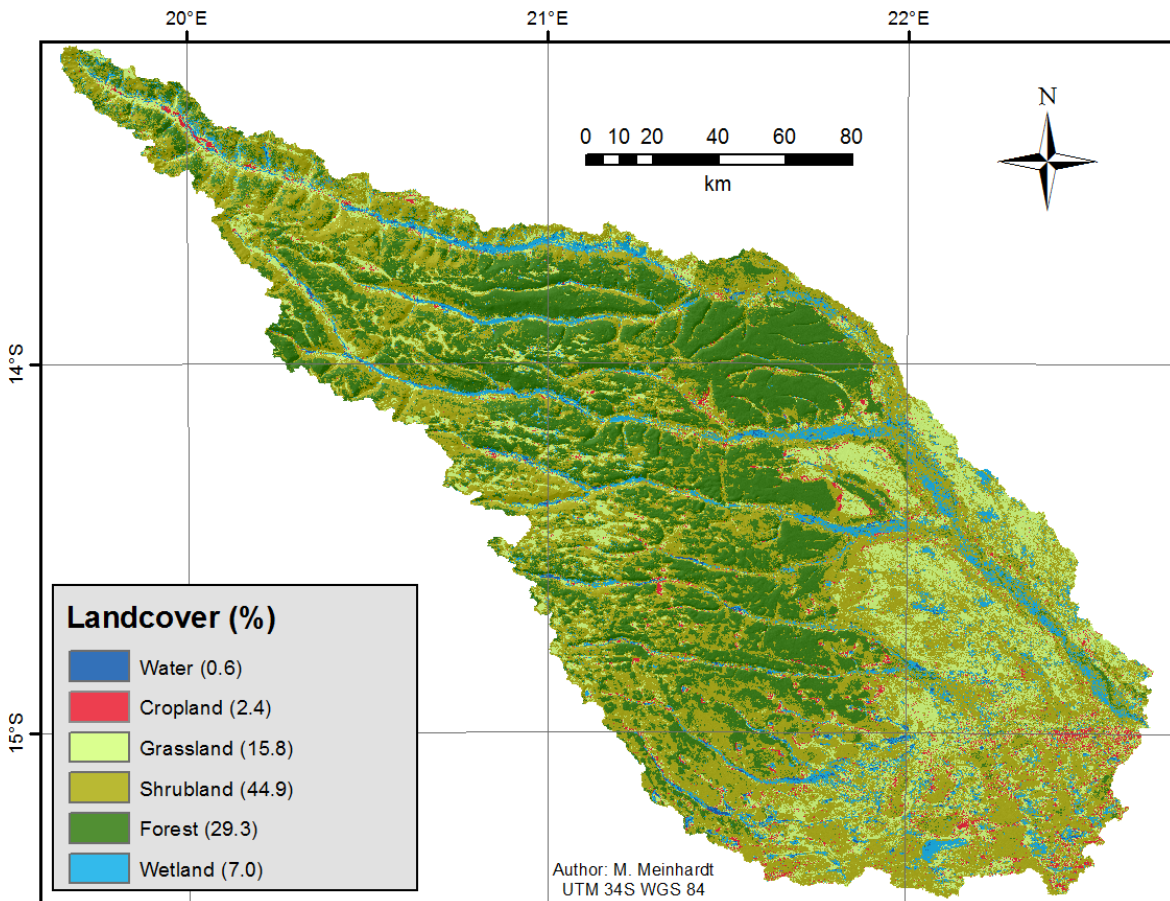


Abb. 4-10: Landbedeckungsklassifikation des USG

Die Verteilung der Landbedeckungsklassen im USG zeigt, dass Buschland (Abb. 4-11 A) mit fast 45 % eindeutig das USG dominiert. Besonders stark ist dies im Unterlauf, durchsetzt mit größeren Graslandflächen (15,8 %) ausgeprägt (Hintergrund Abb. 4-11 D-F). Diese fruchtbaren Grasebenen dienen durch Transhumanz als Futter für die Zucht von Ziegen, Kühen und Wasserbüffeln (Abb. 4-11 F; IUCN 2003). Weiterhin konnten die Auenbereiche durch ihre spezielle Vegetation gut als Feuchtgebiete (7 %) klassifiziert werden. In diesen Überschwemmungsebenen existieren kaum Bäume, sondern hygrophile Gräser und teilweise flachwurzelnde, immergrüne Sträucher (Abb. 4-11 E). Direkt am Vorfluter sind Schilf und Riedgräser anzutreffen (FANSHAW 2010; TIMBERLAKE 2000).

Weiterhin wurden im Süden des USG die angesprochenen Dambos korrekt als Feuchtgebiete klassifiziert. Diese sind von gehölzfreien Kurzgrasfluren bedeckt, da sich wie in der Überschwemmungsebene, durch den hohen Grundwasserstand keine Bäume entwickeln können (WIESE 2007).



Abb. 4-11: Landbedeckung im USG (A: Buschland, B: Maniokfelder, C: Wald, D: Überflutungsebene nahe Kalabo, E: Überflutungsebene nahe Sikongo, F: Wasserbüffel in Überflutungsebene nahe Kalabo)

Vor allem im Mittellauf des Luanginga dominieren höhere Bäume (C), welche mit 29,3 % als Wald (Kalahari woodland; SEKELI & PHIRI 2002) die zweitgrößte Klasse stellen. Der Anteil an landwirtschaftlich genutzter Fläche ist in dem dünn besiedelten und abgelegenen Einzugsgebiet sehr gering (2,4 %). Dabei wird hauptsächlich Mais und Maniok bzw. Cassava (B) angebaut. Grundsätzlich liegt aufgrund des hohen Wasserangebotes ein gutes Potenzial für die Intensivierung der Landwirtschaft vor. Mangels Kapital können die Bauern aber nicht in Bewässerungseinrichtungen und Düngung der nährstoffärmeren

Böden investieren (LUBINDA 2014). In der Folge leben sie größtenteils von Subsistenzwirtschaft und verkaufen Überschüsse auf lokalen Märkten.

Insgesamt betrachtet handelt es sich bei der Vegetation um Savannenwald- und grasland. Das USG ist dabei am Übergang zwischen Trockensavanne im Unterlauf und Feuchtsavanne im Oberlauf verortet (COLE & BLIJ 2007).

4.6 Geologie

Die verwendeten geologischen Informationen basieren auf der Map of Mineral Resources of Angola (Carta dos Recursos Minerais elaborada) des Serviço Geológico de Angola, welche 1988 im Maßstab 1:1.000.000 erschien und im Bereich des USG digitalisiert wurde (Abb. 4-12).

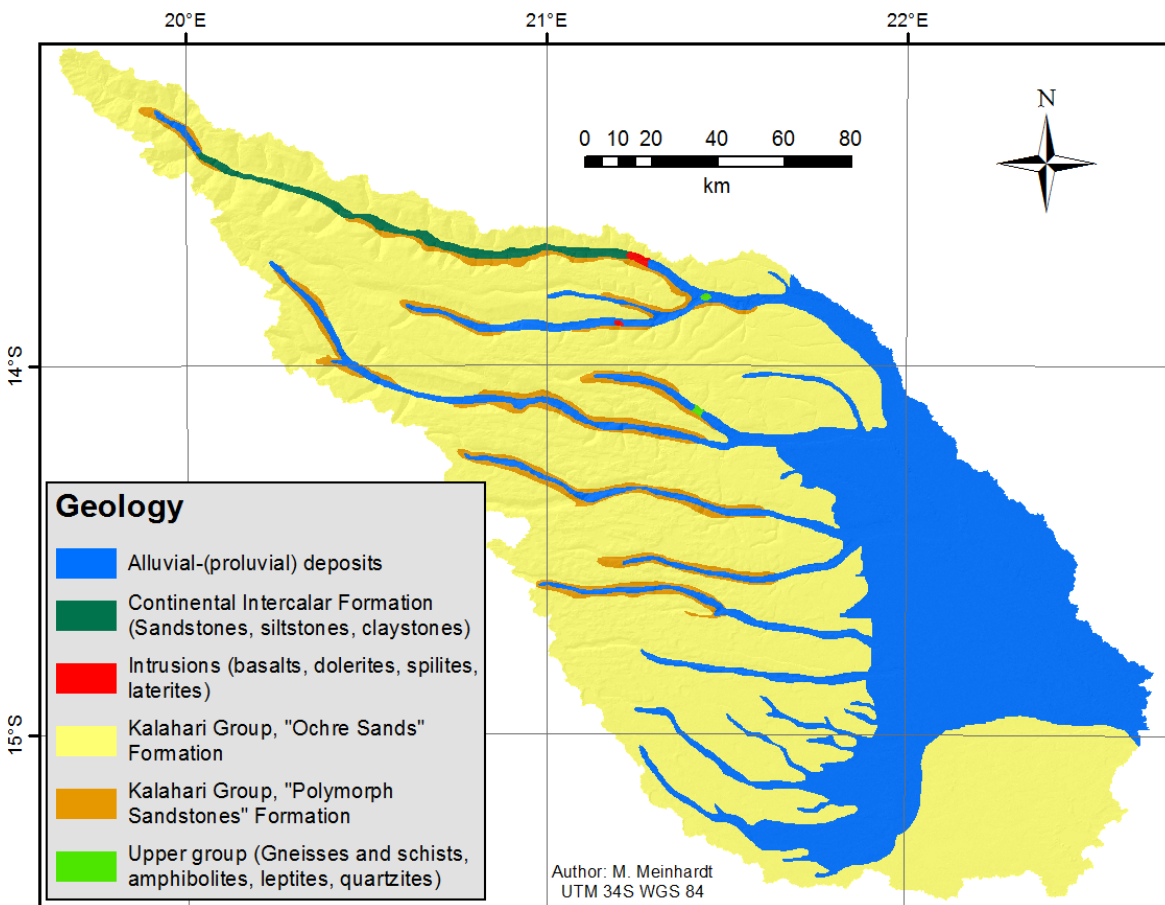


Abb. 4-12: Geologie des USG

An den Einschnitten des Luanginga im Oberlauf stehen teilweise präkambrische Strukturen an (Intrusions, Upper group, Continental Intercalar Formation). Diese zeichnen sich durch geringe Porosität und wenig Kluft Räume aus, was zu verminderter Wasserleitfähigkeit führt (PETTERS 1991).

Diese Strukturen werden jedoch zum Großteil von jüngeren Formationen der Kalahari-Gruppe überdeckt, die hauptsächlich aus den Verwitterungsprodukten der Grundgesteine bestehen. Diese känozoischen un- bis semi-verfestigten terrestrischen Sedimente bestehen zu mindestens 90 % aus Quarz und können in der Region mehrere hundert Meter mächtig sein (BEERNAERT 1997; JONES 2010). Aufgrund ihrer Porosität stellen sie gute Wasserleiter und -speicher dar (HUGHES 2004). Bedingt durch die Sedimentationsart lässt sich zwischen der oberen und der unteren Kalahari-Gruppe unterscheiden. Die untere Gruppe bezieht sich dabei auf äolische Sandablagerungen des Pleistozäns bis Holozäns (2,5 Mio-11.700 Jahre). In dieser Zeit wurde zuvor abgelagertes Material erneut verfrachtet, da eine Änderung des Klimas zu zunehmender Aridität führte (JONES 2010). Die obere Gruppe beschreibt hingegen die von der späten Kreide bis zum Pleistozän (ca. 65-2,5 Mio Jahre) fluvial und lakustrin abgelagerten Sandsteine, Mergel und Konglomerate.

Des Weiteren sind an den Ufern und in der Überschwemmungsebene unverfestigte quartäre Ablagerungen anzutreffen (SADC 2009; BEERNAERT 1997). Dabei handelt es sich größten Teils um Sande und Kiese, welche ebenfalls eine hohe Permeabilität aufweisen (SADC 2009).

4.7 Hydrologische und geomorphologische Prozessdynamik

Grundsätzlich ist bezüglich der hydrologischen Prozesse zwischen dem wenige Meter höheren Hochland und der grundwasserbeeinflussten Überflutungsebene zu unterscheiden (Abb. 4-13). Bereits während der Geländekampagnen waren diese Bereiche landschaftlich klar voneinander zu trennen, da sie durch unterschiedliche Feuchte und dadurch bedingte Vegetation ins Auge fielen. Aufgrund der geringen Hangneigungen und der sandigen Böden mit ihrem hohen Infiltrationsvermögen können die Niederschläge in den höher gelegenen Bereichen vollständig versickern (WINSEMIUS et al. 2006). Die beschriebenen tief wurzelnden Bäume und Sträucher der Hochländer können sich auch in der Trockenzeit mit Wasser versorgen, da sie bis ins Grundwasser reichen oder in dessen Nähe durch kapillaren Aufstieg versorgt werden (Vgl. Abb. 4-13; VERBOOM & BRUNT 1970a). Die

flach wurzelnden Gräser vertrocknen hingegen während dieser Periode, teilweise auch in den Überflutungsbereichen. Bäume können sich hier aufgrund der regelmäßigen Überflutung und des hohen Grundwasserstandes nicht entwickeln.

In den Überflutungsebenen führt der niedrige Höhengradient zu einer geringen Kapazität der Flussabschnitte (WINSEMIUS et al. 2006). In der Folge sind die Gerinne nicht dafür ausgelegt, die Abflüsse während der Regenzeit vollständig abzuführen, sondern nur den Niedrig- bis Normalabfluss. Bestätigt wird dies durch die Fotos in Abb. 4-14, welche am Ende der Trockenzeit bei einem Pegelstand (Kalabo) von 0.75 m aufgenommen wurden. Während der Überflutungsperiode im März/April beträgt der Pegel im Mittel ca. 3.5 m, das heißt, es kommt aufgrund der geringen Eintiefung der Gerinne jährlich zu einer Ausuferung.

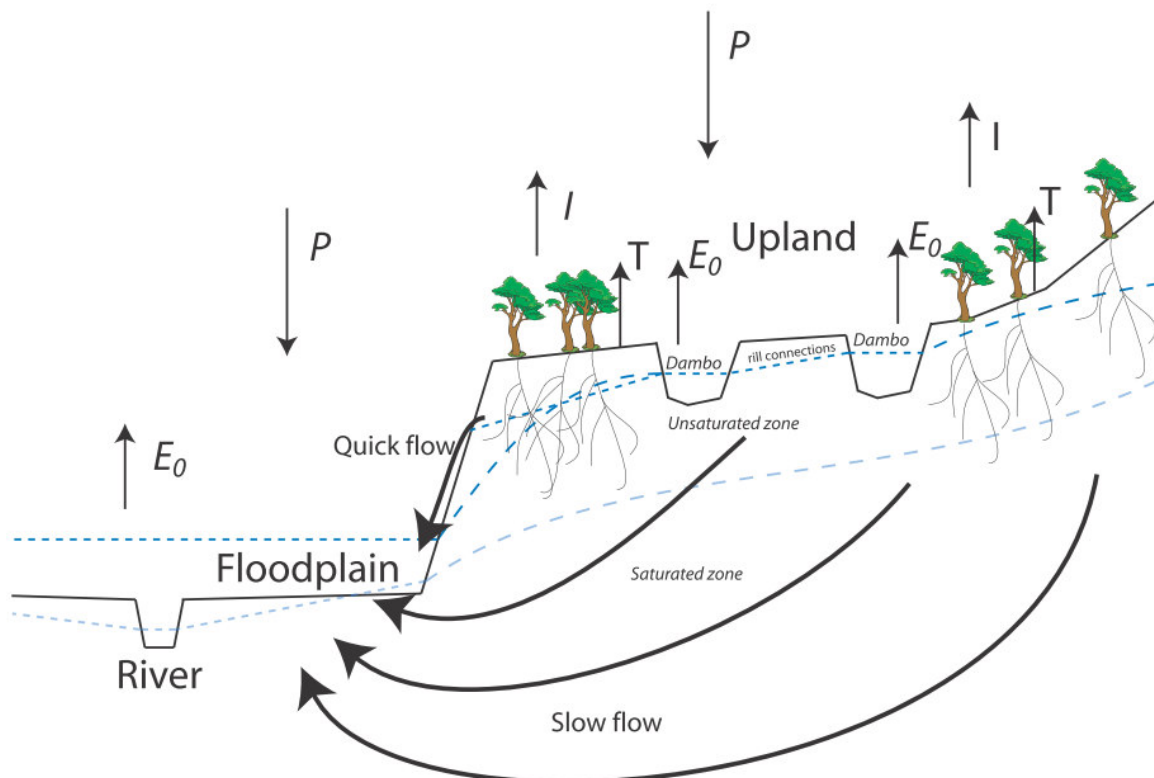


Abb. 4-13: Überblick der dominierenden hydrologischen Prozesse im Oberen Zambezi (WINSEMIUS et al. 2006)

In diesem Zusammenhang erfolgt auch die Definition einer Überflutungsebene. In der einfachsten Klassifikation wird diese über ein Wiederkehrintervall der Überflutung von weniger als zwei Jahren definiert (DURY 1973; WOLMAN & LEOPOLD 1957). Weitere Ansätze zur genaueren Bestimmung differenzieren Überflutungsebenen über ihre Genese.

Dabei unterscheidet WILLIAMS (1978) zwischen aktiven sowie inaktiven und NANSON & CROKE (1992) zwischen genetischen sowie hydraulischen Überflutungsflächen, wobei die jeweils letzteren kaum noch durch alluviale Prozesse geformt werden (CROKE et al. 2016). In diesem Kontext eine Aussage über das Untersuchungsgebiet zu machen, ist aber schwierig, da dahingehend keine Untersuchungen durchgeführt worden sind.

Weiterhin führt der geringe Gradient in den flachen weiten Überflutungsebenen auch zur Entwicklung von zahlreichen freien Mäandern (Abb. 4-15). Durch Seitenerosion der Ufer können sich diese innerhalb der Talsohle verlegen (Abb. 4-14 A, B; AHNERT 1999), was im Unterlauf des USG zur Ausbildung von zahlreichen Altarmen führt, welche den ehemaligen Flussverlauf kennzeichnen (Abb. 4-15). Weiterhin sind mäandrierende Flüsse durch Ablagerungen am Gleitufer (Abb. 4-14 C) sowie an geraderen Abschnitten durch die ebenfalls von Sedimentation bedingte Ausbildung von Flussdämmen gekennzeichnet (Abb. 4-14 D). Letztere erhöhen Stellenweise die Ufer, sind aber durch ihren Porenreichtum trotzdem durchlässig, sodass der steigende Grund- bzw. Bodenwasserspiegel auch hinter dem Flussdamm eine Überflutung bedingt (AHNERT 1999).



Abb. 4-14: Seitenerosion am Prallufer (A, B); Ablagerungen am Gleituf (C); natürlicher Flussdamm mit dahinterliegender Überflutungsebene (D)



Abb. 4-15: Ausschnitt der Hauptüberflutungsebene des Luanginga mit typischen freien Mäandern und zahlreichen Altarmen (Quelle: Google Earth)

5 Hydro-meteorologische Daten und Trends

In diesem Kapitel werden nachfolgend Abfluss- und Klimaparameter analysiert, um die Qualität der Eingangsdaten festzustellen, sowie die Systemdynamik im modellierten Umweltsystem besser beschreiben zu können. Weiterhin werden Trendanalysen durchgeführt, welche auf einen rezenten Klimawandel hindeuten könnten.

Viele Studien betonen die Wichtigkeit solcher System- und Trendanalysen, um die Folgen für den Wasserhaushalt abzuschätzen und schließlich daraus Maßnahmen zur Anpassung ableiten zu können (BOSSA et al. 2014; MAZVIMAVI et al. 2006; KUNDZEWICZ 2004; KUNDZEWICZ & ROBSON 2004).

5.2 Abflusszeitreihen

Die gemessenen Abflusswerte am Pegel in Kalabo sind neben den Landsatzenen eine der wichtigsten Datengrundlagen, um die Güte des hydrologischen Modells zu bewerten. Um im ersten Schritt den Wasserstand zu messen, wird der Lattenpegel in Abb. 5-3 genutzt, welcher seit Oktober 1958 dreimal täglich abgelesen wird. Aus diesen Werten wird anschließend vom Department of Water Affairs (DWA) in Mongu der Durchfluss berechnet. Dazu wird eine Pegelschlüsselkurve verwendet, welche mittels Flügelradmessung erstellt wurde und gelegentlich mit neueren Messungen validiert werden sollte. Die Schlüsselkurve selbst und Informationen darüber, wann und bei welchen Wasserständen gemessen wurde, standen nicht zur Verfügung. In der Folge können keine Aussagen über die Genauigkeit der berechneten Durchflusswerte getroffen werden. Da der Luanginga sich bei erhöhtem Wasserstand am Pegel stark verbreitert und Vegetation überflutet wird (Abb. 5-3) ist von einer reduzierten Genauigkeit bei hohen Wasserständen auszugehen.

Die Wasserstandsdaten selbst wurden vom DWA in Mongu bereitgestellt (1958-2013). Die Durchflusswerte hingegen sind nur über das Global Runoff Data Center (GRDC) verfügbar (1958-2004). Trägt man diese zwei Parameter gegeneinander auf ergibt sich die Pegelschlüsselkurve (Abb. 5-1). Dabei zeigt sich zum einen, dass die Schlüsselkurve im April 1961 verändert wurde. Zum anderen können aber auch offensichtlich falsche Werte, die weit außerhalb der Kurve liegen, identifiziert und von weiteren Analysen ausgeschlossen werden. Daraus ergibt sich eine korrigierte Abflusszeitreihe auf Basis der

GRDC-Daten (Abb. 5-2). Weiterhin wurde diese über die ermittelte Regressionsgleichung (Pegelschlüsselkurve) verlängert, da die Wasserstandsmessungen des DWA auch nach 2004 verfügbar waren. Für die Modellierung ergibt sich somit eine sehr lange Abflusszeitreihe, die erst ab 1995 größere Lücken aufweist (Abb. 5-2). Nachdem diese Berechnungen durchgeführt waren, wurde auch die Pegelschlüsselkurve durch das DWA verfügbar, welche identisch mit der ermittelten Kurve ist.

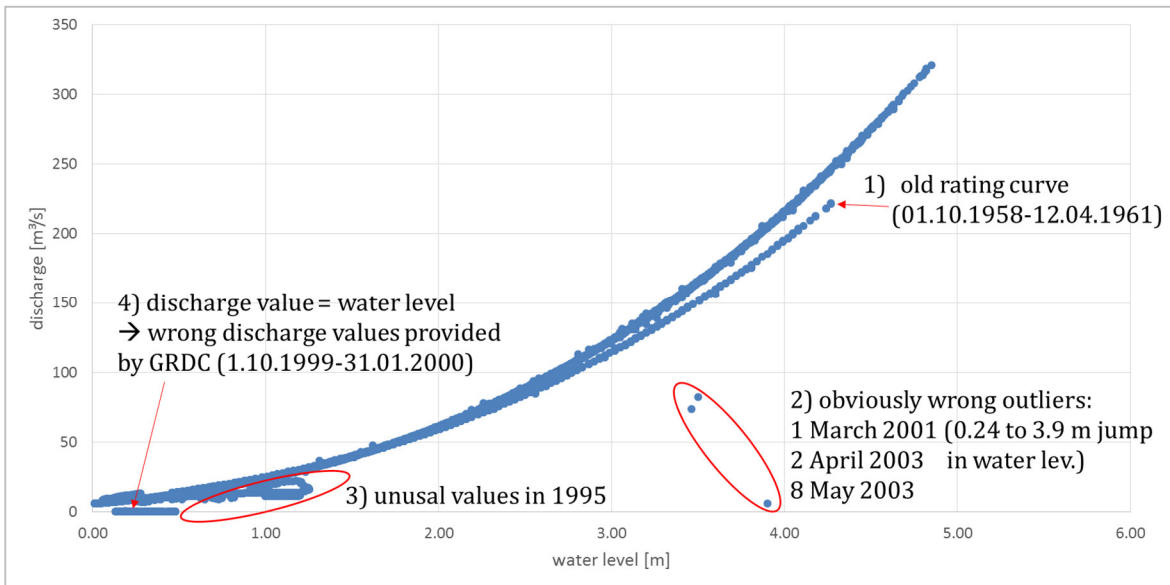


Abb. 5-1: Pegelschlüsselkurve des Pegels Kalabo aus dem Vergleich von Wasserstands- (Quelle: DWA Mongu) und Abflussdaten (Quelle: GRDC)

In mehreren Feldkampagnen wurden von der School of Mines der UNZA Abflussmessungen mit einem Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP) am Pegel in Kalabo durchgeführt (Abb. 5-3). Dieser wird dabei an einem Schwimmkörper entlang des Flussquerschnitts langsam über die Wasseroberfläche bewegt und misst die Fließgeschwindigkeiten in verschiedenen Tiefen. Diese Werte werden an einen Laptop übertragen und mit der Software WinRiver II ausgewertet. Beispielhaft zeigt Abb. 5-4 mittig ein Strömungsprofil und daraus berechnete statistische Kennwerte am Pegel. Insgesamt wurden während aller Feldkampagnen von Oktober 2014 bis Juli 2015 60 Messungen nahe des Pegels durchgeführt. Dabei wurden hauptsächlich Wasserstände zwischen 1.8 und 2.5 m erfasst, was eine unzureichende Spannbreite für die Ermittlung einer vergleichenden Pegelschlüsselkurve darstellt. Aufgrund der Abgelegenheit des USG war es nicht möglich, das Gebiet für weitere Messungen bei anderen Wasserständen zu besuchen. Die Ergebnisse dieser Messungen sind in Abb. 5-5 dargestellt.

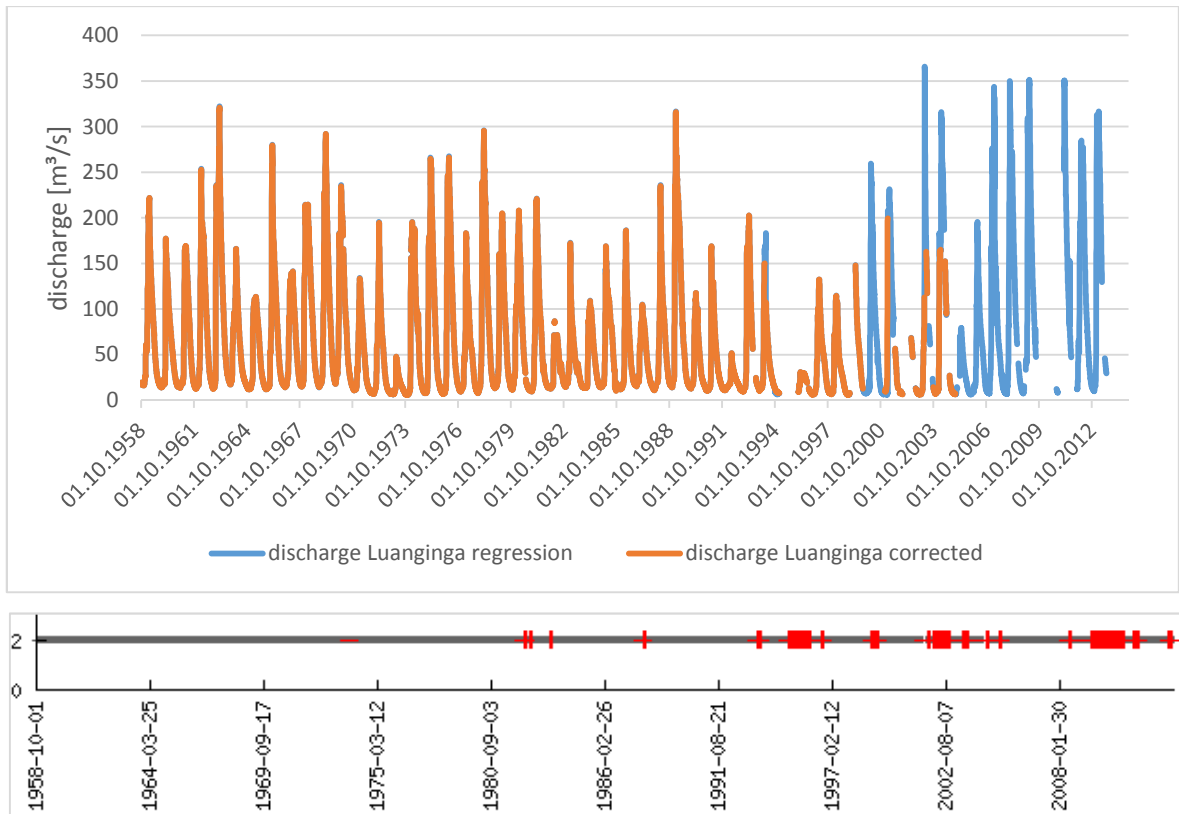


Abb. 5-2: Abflusszeitreihe am Pegel Kalabo nach Korrektur (oben) sowie verbleibende Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) (unten)

Im Vergleich mit den Werten aus Abb. 5-1 zeigt sich, dass mit dem ADCP bei gleichen Wasserständen ca. um ein Drittel geringere Abflussmengen ermittelt wurden. Beispielsweise ergibt sich bei 2 m Wasserstand aus der Pegelschlüsselkurve des DWA ein Abfluss von ca. $61 \text{ m}^3/\text{s}$, mit dem ADCP wurden hingegen nur ca. $40 \text{ m}^3/\text{s}$ ermittelt. Über die Ursachen für diese systematische Abweichung kann keine eindeutige Aussage getroffen werden. Verschiedene Publikationen zeigen, dass die Ergebnisse aus ADCP-Messungen durchaus mit herkömmlichen Abflussmessmethoden vergleichbar sind (BOLDT & OBERG 2016; OBERG et al. 2007), besonders bei weniger turbulentem Fließen wie es am Messstandort vorliegt (NYSTROM et al. 2007). Bei einer sorgfältigen Überprüfung der Berechnungen des ADCP und des Instrumentes selbst konnte kein Fehler festgestellt werden. Möglicherweise ist die Pegelschlüsselkurve des DWA nicht mehr korrekt, da diese wahrscheinlich seit Jahrzehnten nicht mehr validiert bzw. angepasst wurde. Aufgrund des sandigen Untergrundes und der jährlichen Überflutungen im USG ist eine Veränderung der Flussbettgeometrie nicht unwahrscheinlich. Somit könnten allmähliche Sandablagerungen am Pegel zu den geringeren Abflüssen bei gleichen Wasserständen führen. Ferner können

sich auch aus den herkömmlichen Methoden, wie der Flügelradmessung, erhebliche Unsicherheiten ergeben (DI BALDASSARRE & MONTANARI 2009).



Abb. 5-3: Lattenpegel in Kalabo (oben); Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP) im Einsatz (unten)

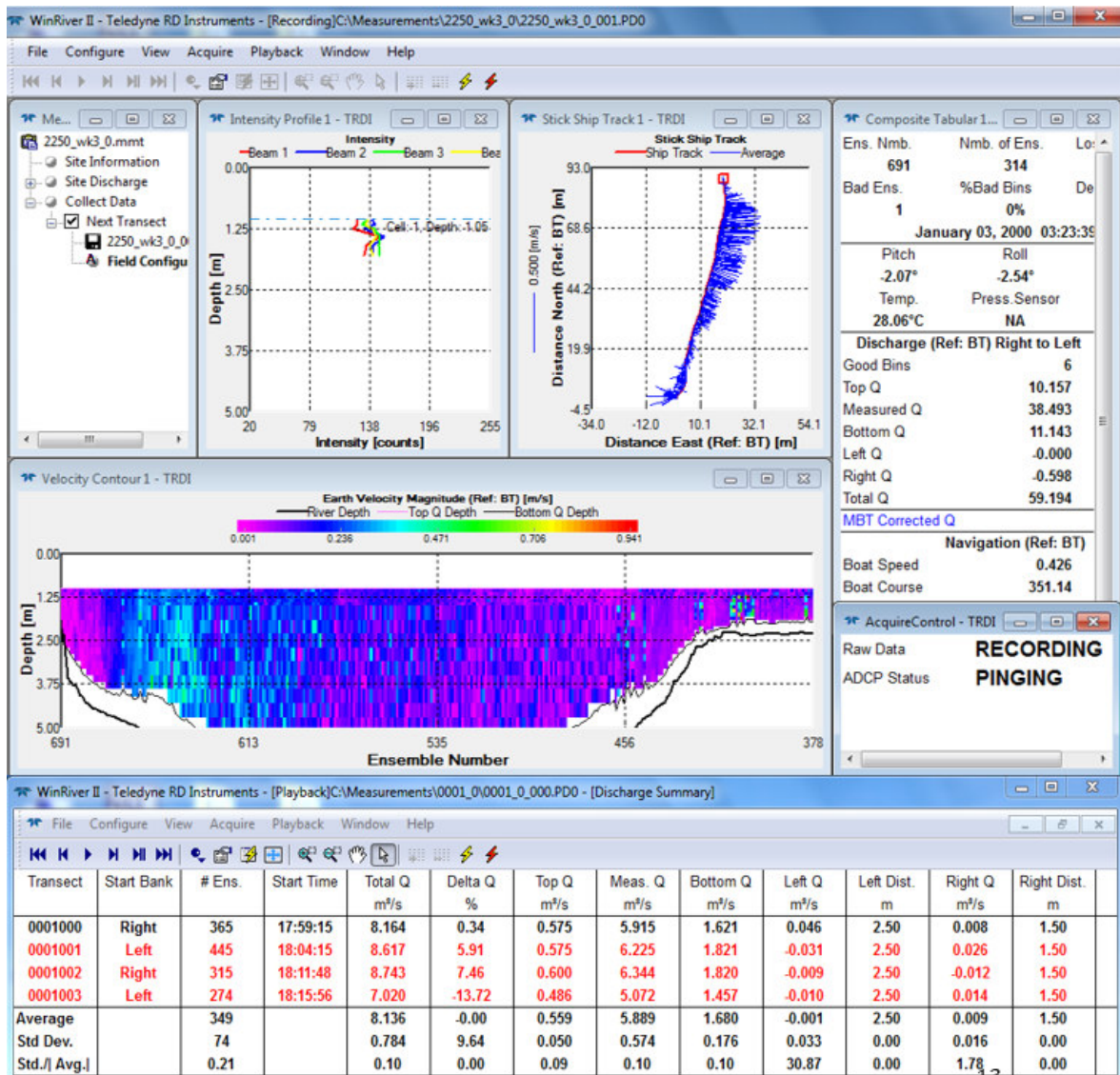


Abb. 5-4: Software WinRiver II während einer Messung mit dem ADCP (oben) und daraus berechnete Durchflusswerte (unten)

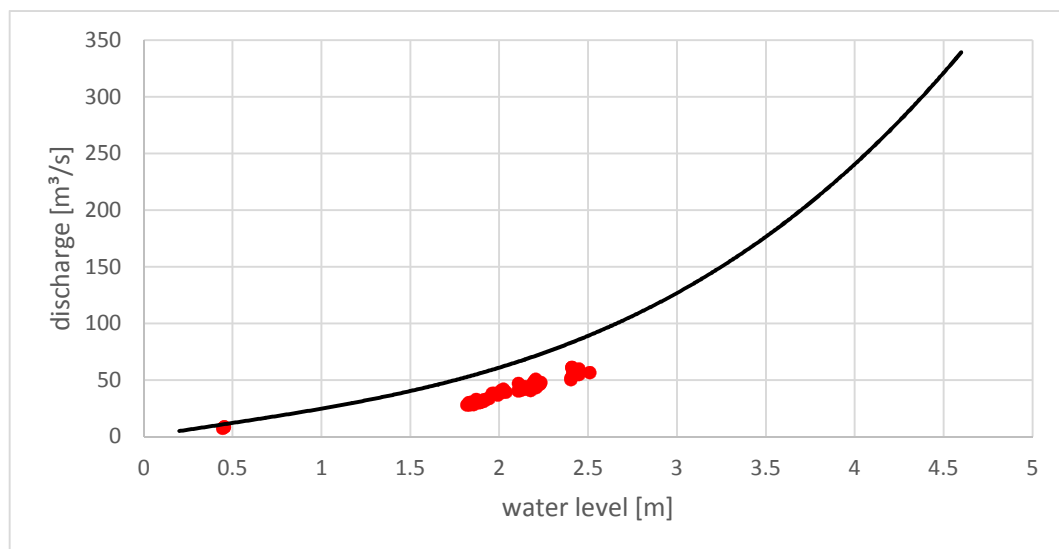


Abb. 5-5: Mit dem ADCP ermittelte Abflüsse aufgetragen gegen die Wasserstände (rot) im Vergleich mit der Pegelschlüsselkurve aus Abb. 5-1

Weiterhin wurden die Daten aus Abb. 5-2 der Doppelsummenanalyse unterzogen. Dazu wurde ein ca. 150 km nordwestlich des USG liegender Pegel (13.33°S, 23.15°E; Vgl. Abb. 5-3: ca. 30 km nördl. von Balovale), welcher eine ähnlich lange Zeitreihe aufweist, verwendet. Da im Vergleich mit den Abflussdaten des Makondou (3354 km²) an genanntem Pegel keine Inhomogenität festgestellt werden konnte (Abb. 5-6), wurde die Trendberechnung mit der nichtparametrischen Methode Sen's Slope durchgeführt und deren Signifikanz mit dem Mann-Kendall-Test bestimmt. Falls ein Monat mehr als 10 % Datenlücken aufwies, wurde dieser von der Analyse ausgenommen, um eine Verzerrung der Ergebnisse zu vermeiden. Ebenfalls wurden die Jahresmittel nicht verwendet, wenn zu deren Berechnung weniger als 98 % der Daten zur Verfügung standen.

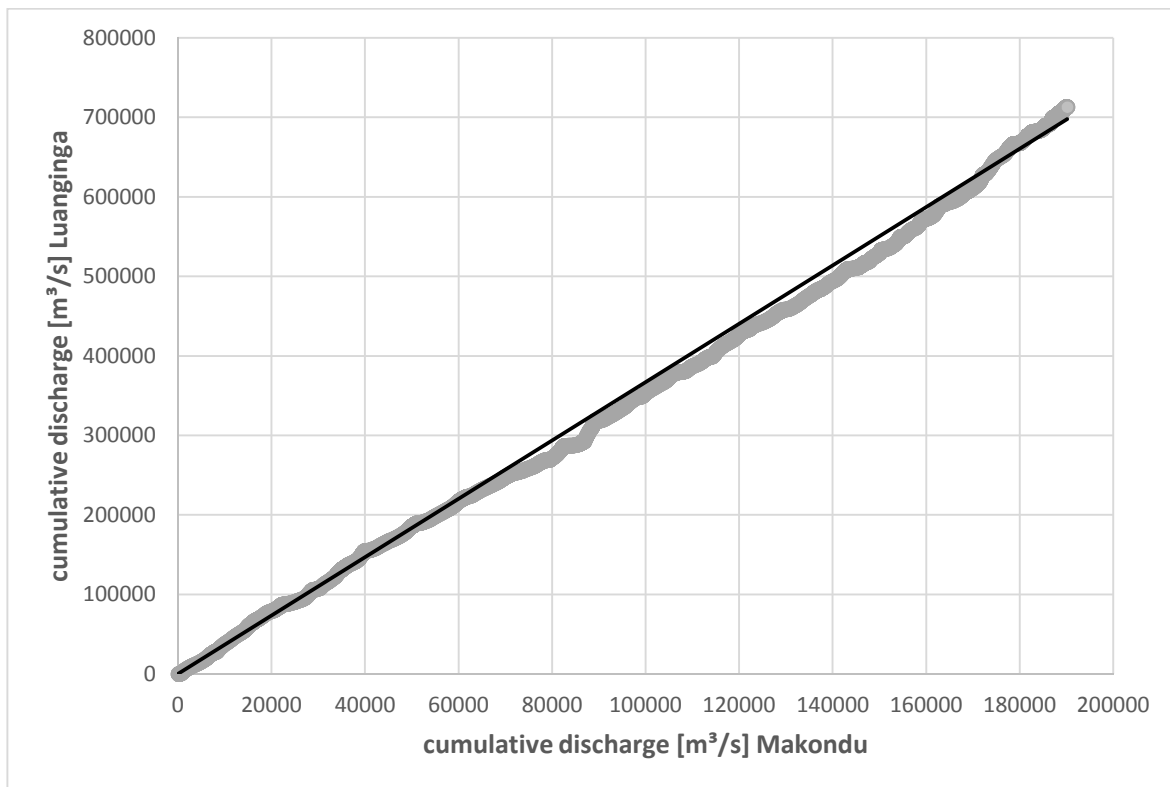


Abb. 5-6: Homogenitätsprüfung mittels Doppelsummenanalyse von benachbarten Stationen (1962-2004)

Daraus ergibt sich von 1959 bis 2012 eine schwach signifikante ($\alpha = 0.1$) Abnahme des mittleren jährlichen Abflusses von ca. 4.4 m³/s pro Dekade bei einem Konfidenzintervall von -12.1 bis 2.5. Die Trends auf monatlicher Basis zeigen in Abb. 5-7, dass sich eine zeitliche Verschiebung der höchsten Abflüsse später ins Jahr ergibt. Dabei zeigen März bis Mai einen positiven Trend auf, Juni bis Januar und besonders Februar sind hingegen negativ ausgeprägt. Signifikant bei einem Niveau von mindestens 0.01 sind aber nur September bis Dezember, da hier die niedrigsten Abflusswerte vorherrschen. Von Februar

bis März weisen die Trends zwar die höchste Ausprägung auf, sind aber aufgrund der hohen mittleren Abflüsse auch nicht signifikant.

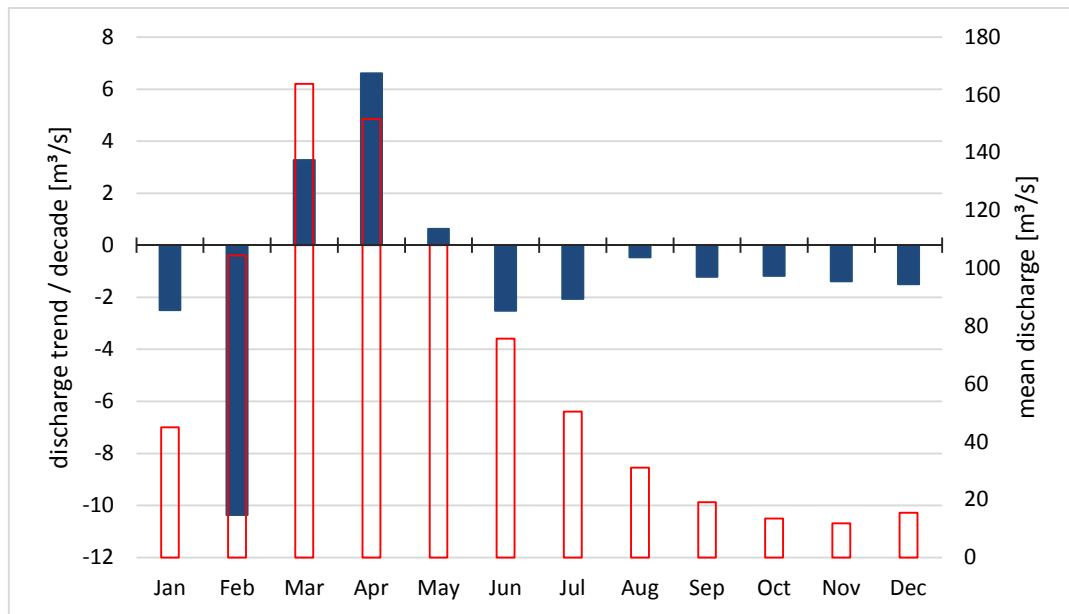


Abb. 5-7: Monatsmittel (rot) und monatliche Trends des Abflusses am Pegel Kalabo (1959-2012)

5.3 Klimazeitreihen (gemessen)

Die gemessenen Klimazeitreihen in räumlicher Nähe zum USG stellen den wichtigsten Antrieb für den historischen Lauf des hydrologischen Modells dar (Abb. 5-8). Da die Untersuchungsregion an der Grenze von Sambia zu Angola sehr abgelegen, unterentwickelt und schwer zu erreichen ist, ergibt sich daraus eine suboptimale Datenlage. Erschwerend kommen die politischen Umstände in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts hinzu. Der Bürgerkrieg in Angola dauerte mit Unterbrechungen von 1975 bis 2002 und schloss sich an den Unabhängigkeitskrieg (1961–1974) und Entkolonisierungskonflikt (1974/75) an (HEIMER 1980). Während in der Kolonialzeit konstant monatliche Daten (1960-1972) durch die portugiesischen Behörden und katholische Missionen erhoben wurden, ergeben sich in der Folgezeit große Datenlücke oder die Messungen wurden komplett eingestellt (Abb. 5-9; Datenquelle: Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica (INAMET), Luanda). Für die Modellierung geeignete tägliche Zeitreihen wurden hingegen nur von sambianischer Seite gemessen (Abb. 5-10; Datenquelle: Zambia Meteorological Department, Lusaka). Somit ergibt sich eine große räumliche Datenlücke im Oberlauf des Luanginga (Abb. 5-8). Bemerkenswert

für die Region ist, dass in Mongu bereits ab 1935 mit Niederschlagsmessungen begonnen wurde. Ebenfalls weist diese Station die längste Zeitreihe mit den wenigsten Lücken für alle benötigten Klimavariablen auf (Abb. A-2; A-3). Aufgrund der Datenverfügbarkeit, vor allem von Abfluss und Niederschlag, als wichtigste Eingangsvariable, wurde als Modellierungszeitraum 1958-2013 gewählt. Falls für andere Klimavariablen (Temperatur, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte, Sonnenstunden) bei keiner der Stationen ein Messwert verfügbar war, wurde für Mongu das langjährige Monatsmittel eingesetzt. Damit wird gewährleistet, dass der gesamte Zeitraum im Modell ausgeführt werden kann.

Aufgrund der schlechten Datenlage ist es auch Teil des SASSCAL-Projektes die Messinfrastruktur im südlichen Afrika auszubauen. Im Zuge dessen wurden fast 150 Klimastationen installiert, deren Zeitreihen frei und nahezu in Echtzeit über das SASSCAL weather net (www.sasscalweather.net.org) verfügbar sind (HELMSCHROT et al. 2015). Für zukünftige Projekte und Analysen werden diese Daten ein sehr großes Potential bieten (KASPAR et al. 2015).

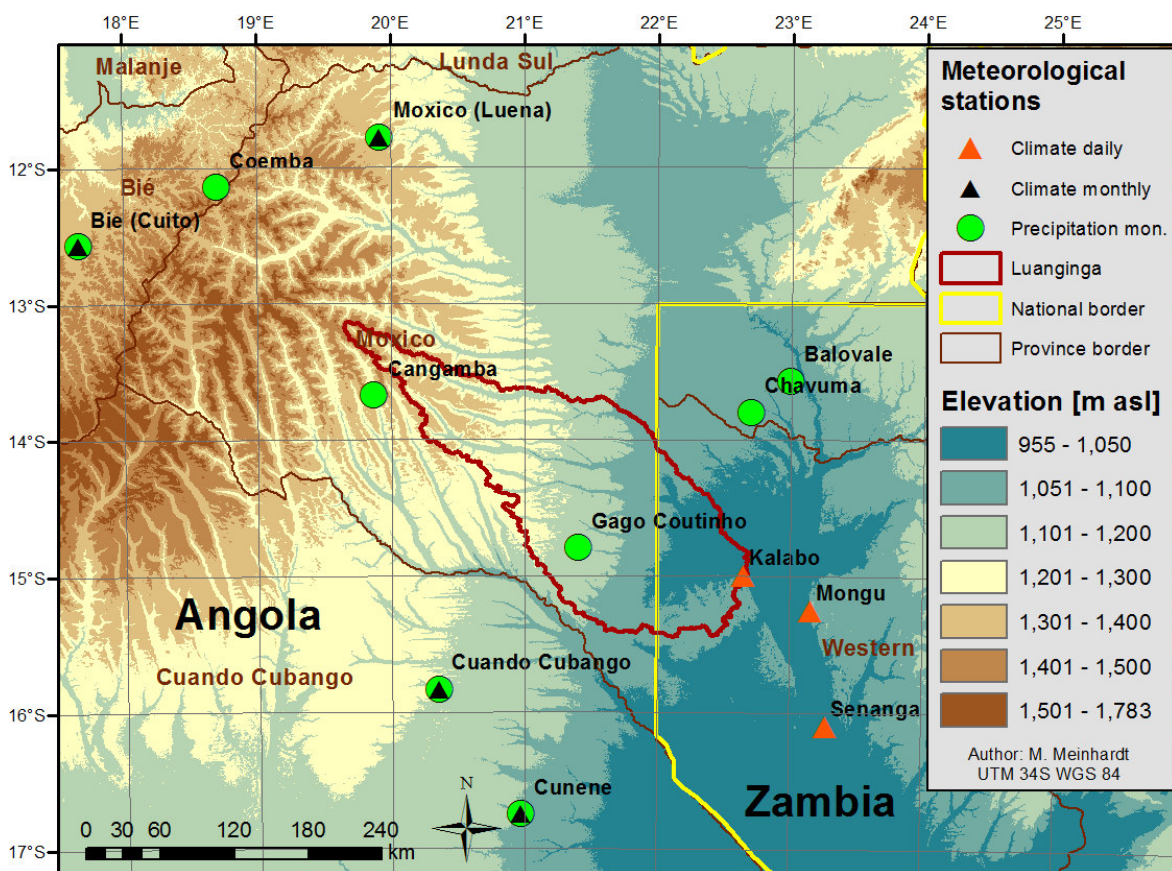


Abb. 5-8: Klima- und Niederschlagsmessstationen in der Region des USG

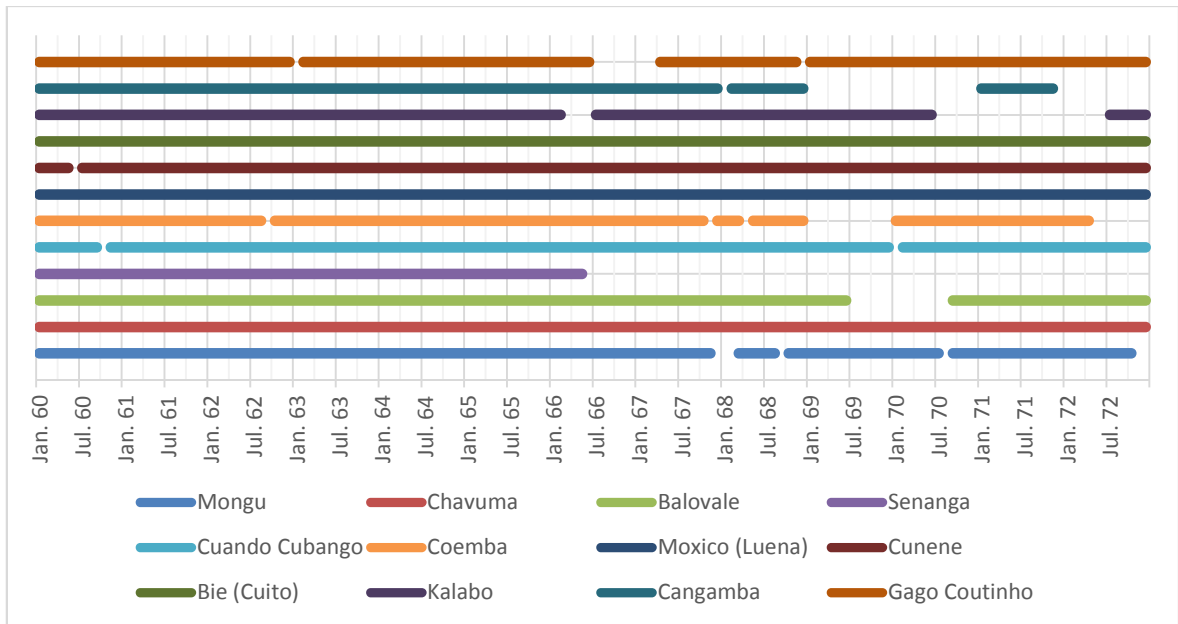


Abb. 5-9: Datenverfügbarkeit und -lücken der monatlichen Niederschlagszeitreihen

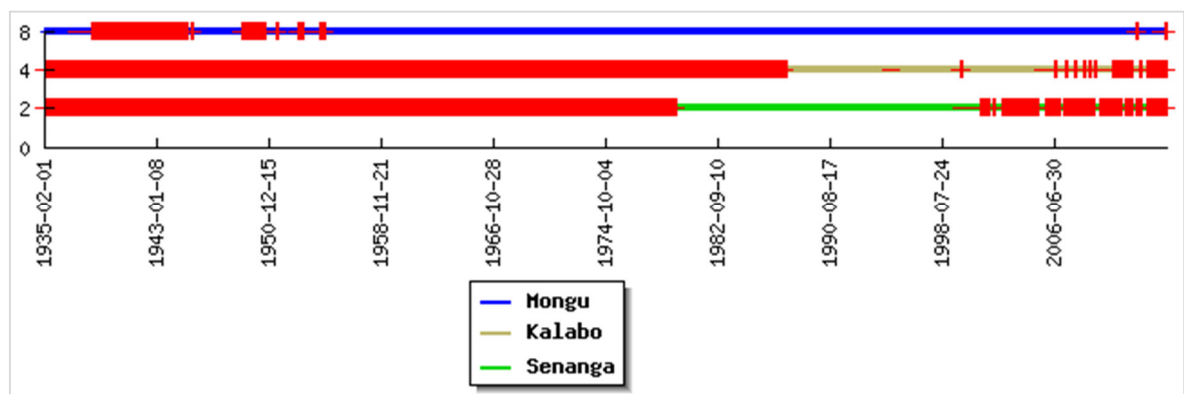


Abb. 5-10: Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) der täglichen Niederschlagszeitreihen bis 2014 (Quelle: SASSCAL-IS)

Aus den monatlich verfügbaren Daten der Kolonialzeit wurde in Abb. 5-11 der mittlere Jahresgang der Niederschläge vergleichend dargestellt. Allgemein zeigt sich, dass die Regensaison von Oktober bis April andauert. Die Niederschläge bleiben dabei von November/Dezember bis März bei fast allen Stationen auf einem hohen Niveau von über 100 mm pro Monat. Die Stationen mit dem geringsten Jahresniederschlag (<700 mm) befinden sich im südlichen Teil des USG. Abb. 5-12 zeigt die Stationen sortiert von Süd nach Nord. Dabei wird deutlich, dass die Niederschläge in Richtung Norden und somit zum Äquator hin zunehmen. Die Gründe dafür wurden bereits in Abschnitt 4.2 erläutert.

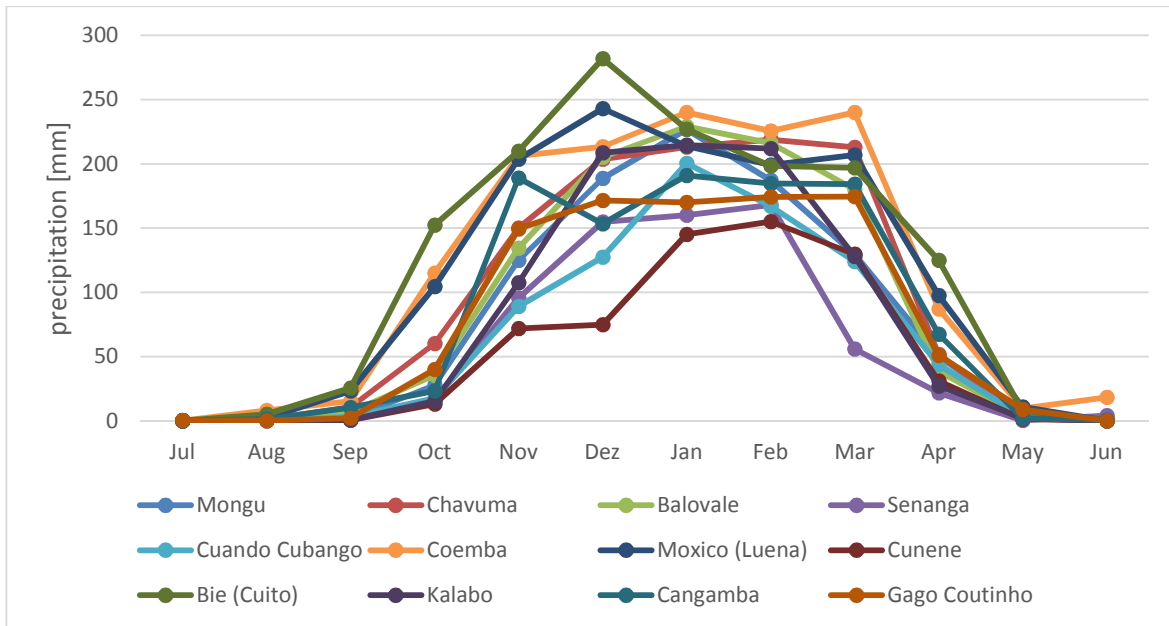


Abb. 5-11: Mittlerer Jahresgang der Niederschläge von 1960-72

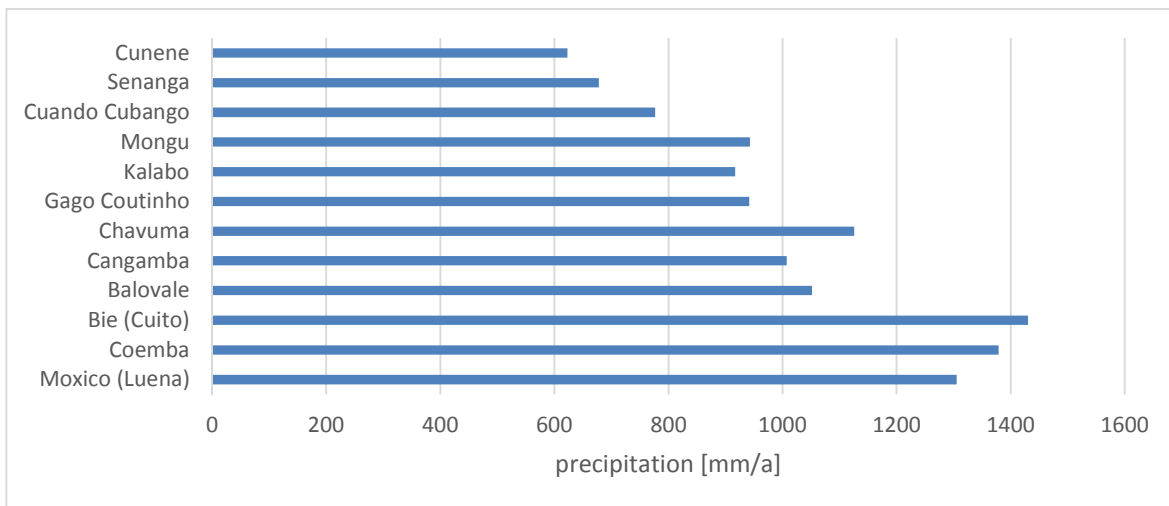


Abb. 5-12: Mittlere Jahressumme der Niederschläge von 1960-72 (Stationen sortiert von Süd nach Nord)

Falls überlappende Zeitreihen verfügbar waren, wurden die Klimadaten ebenfalls Homogenitätsprüfungen unterzogen, welche beispielhaft in Abb. 5-13 dargestellt sind. Da keine Inhomogenität festgestellt werden konnte, wurde die Trendberechnung mit der statistischen Methode Sen's Slope durchgeführt und deren Signifikanz mit dem Mann-Kendall-Test bestimmt. Die aggregierten jährlichen und monatlichen Werte wurden nicht für die Trendanalyse verwendet, falls weniger als 90% der täglichen Daten zur Aggregation des Zeitschritts zur Verfügung standen. Im Falle der ereignisbasierten Klimavariablen Niederschlag wurde dieser Grenzwert nach einer Begutachtung der gesamten Zeitreihen auf 95% erhöht, somit verblieben nur Jahre ohne Lücken in der Regenzeit.

Aufgrund der vielen kurzen Zeitreihen (Abb. 5-10; Abb. A-2; A-3) werden aus der Trendanalyse nur Ergebnisse für die Station Mongu dargestellt, da unabhängig von der geringen Aussagekraft auch eine Vergleichbarkeit der Trends mit Kalabo und Senanga nicht gegeben wäre.

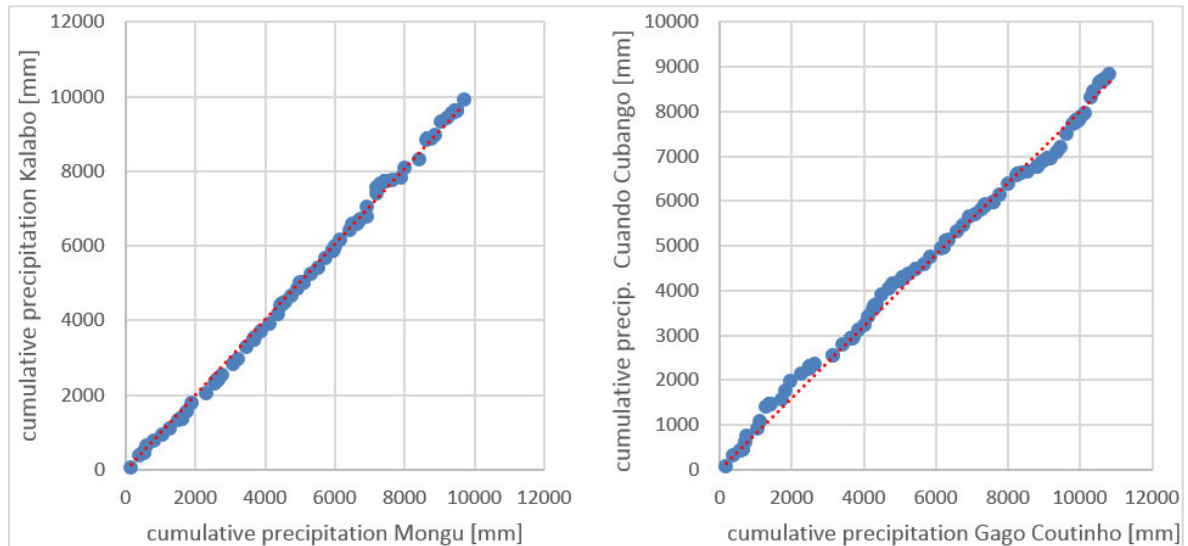


Abb. 5-13: Homogenitätsprüfung mittels Doppelsummenanalyse von benachbarten Stationen

Auf jährlicher Basis ist der Niederschlagstrend mit 4.56 mm/Dekade (Tab. 5-1) recht gering sowie nicht signifikant. Der Temperaturtrend ist hingegen mit ca. 0,3 °C/Dekade stark ausgeprägt sowie höchst signifikant. Dies führt sehr wahrscheinlich zu einer erhöhten Verdunstung und könnte ein Grund für den im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen negativen Abflusstrend sein. Auch in großräumigeren Analysen in der Region zeichnet sich ein solcher Trend ab (GAUGHAN & WAYLEN 2012; ZHAO & DAI 2015). Es wird darauf verzichtet die Feuchte- und Windgeschwindigkeitstrend dazu in Beziehung zu setzen, da deren Zeitreihen wesentlich kürzer und lückenhafter sind. Generell verringert sich die relative Luftfeuchte aber bei einer höheren Temperatur (Sättigungsdampfdruck), wodurch eine erhöhte Verdunstung kompensiert werden kann.

Tab. 5-1: Trends und deren Signifikanzniveau von jährlich aggregierter Klimadaten der Station Mongu

Time series	First year	Last Year	blank years	Signific. level (α)	trend/decade
precip [mm]	1936	2013	15	-	4.56
rel. hum [%]	1965	2013	16	0.05	-0.77
wind [m/s]	1986	2013	11	0.1	0.52
Tmin [°C]	1955	2013	2	0.001	0.30
Tmax [°C]	1955	2013	3	0.001	0.31

Die Niederschlagstrends auf monatlicher Basis sind ebenfalls gering und nicht signifikant (Abb. 5-15). Es könnte sich aber abzeichnen, dass die Regenzeit tendenziell etwas später im Jahr einsetzt und kürzer dauert, dafür dann aber stärker ausgeprägt ist. Dies würde auch mit den beschriebenen Abflusstrends korrespondieren. Die monatlichen Temperaturtrends in Abb. 5-16 liegen fast immer um den jährlichen Wert von $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$ und sind dabei höchst signifikant. Besondere Unterschiede zwischen Maximal- und Minimaltemperatur sowie innerjährliche Dynamiken, die beispielsweise an Regen- und Trockenzeit gekoppelt sein könnten, sind nicht zu erkennen. Bezüglich der relativen Feuchte (Abb. 5-17) sind die Trends alle negativ und nur signifikant, wenn sie kleiner als $-1\text{ } \%/ \text{Dekade}$ sind. Im Fall der Windgeschwindigkeitstrends ist nur im November eine leichte Signifikanz zu erkennen. Die Vorzeichen sind unterschiedlich ausgeprägt und eine besondere innerjährliche Dynamik ist nicht zu erkennen (Abb. 5-18).

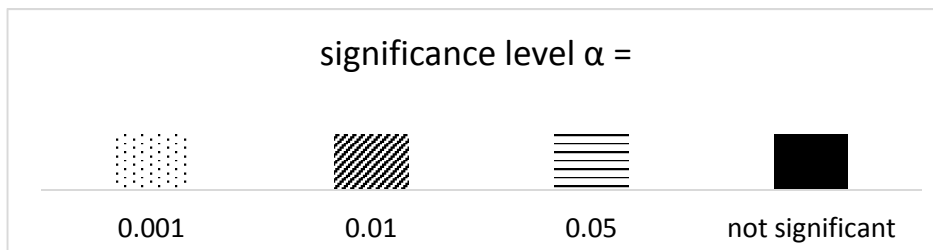


Abb. 5-14: Schraffur der Signifikanzniveaus in den folgenden Abbildungen

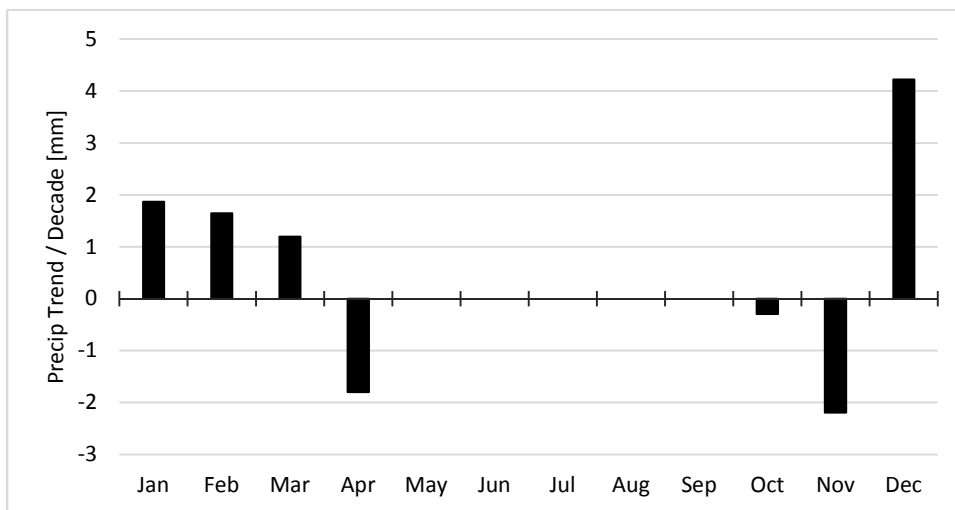


Abb. 5-15: Monatliche Niederschlagstrends Mongu (1936-2013)

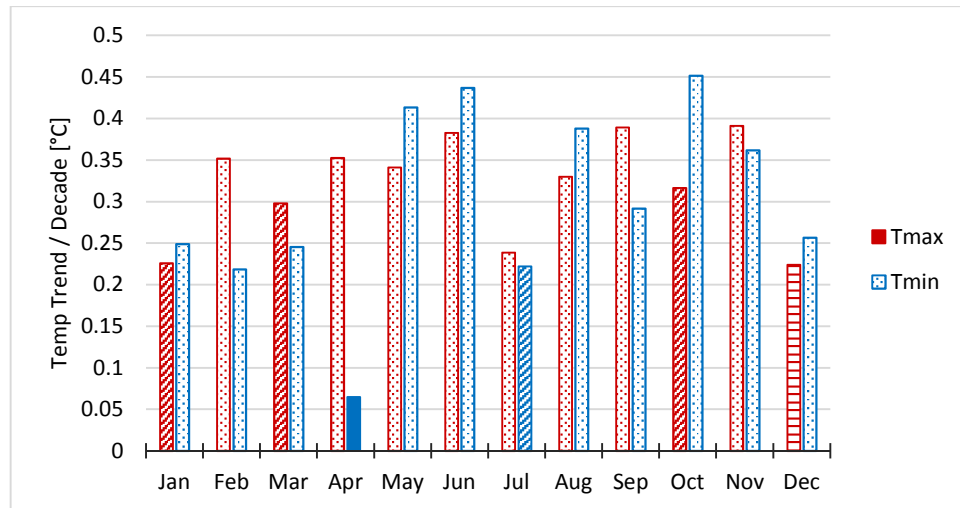


Abb. 5-16: Monatliche Temperaturtrends Mongu (1955-2013)

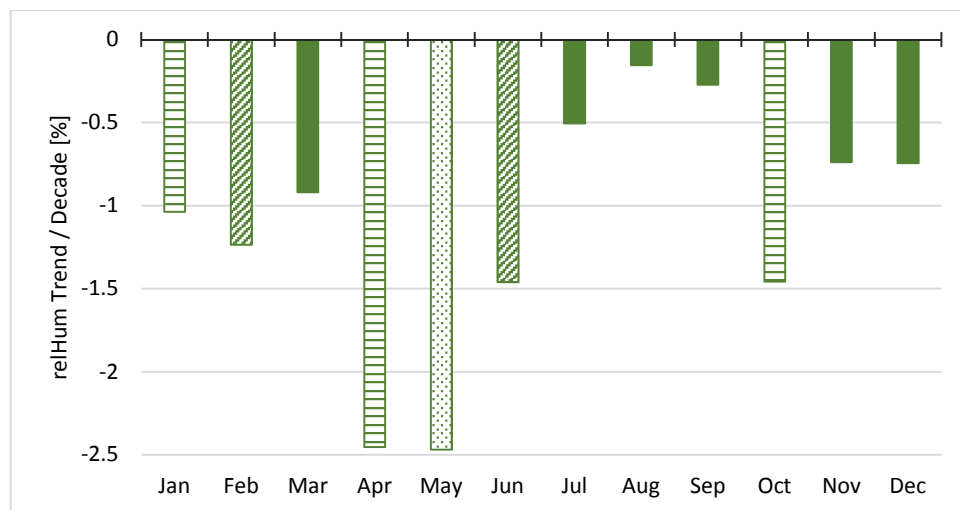


Abb. 5-17: Monatliche Trends der relativen Feuchte in Mongu (1965-2013)

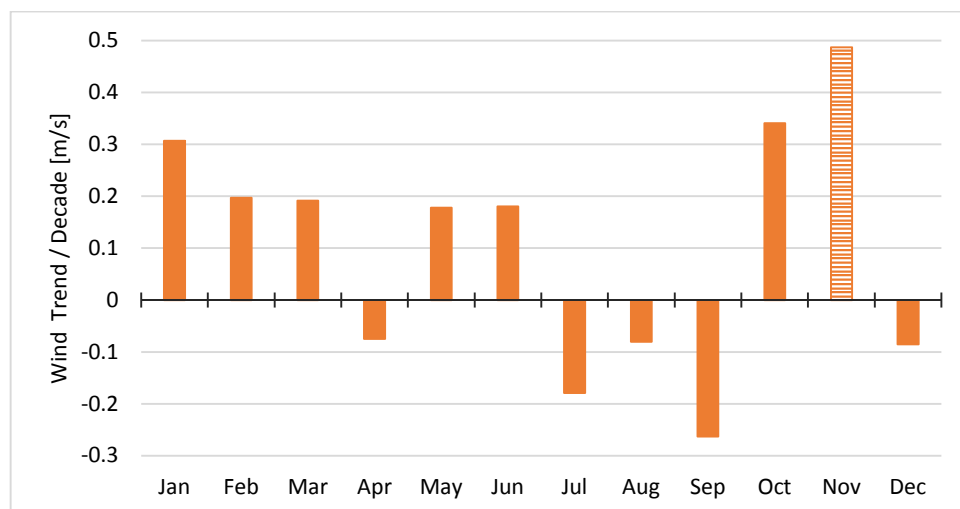


Abb. 5-18: Monatliche Windtrends Mongu (1986-2013)

5.4 Klimazeitreihen (modelliert)

Modellierte Klimazeitreihen, also die Ergebnisse aus globalen Klimamodellen (GCM = General Circulation Model) werden im Allgemeinen genutzt um klimatische Verhältnisse auf großskaliger Ebene vorherzusagen und dabei anthropogene Beeinflussungen auf die Atmosphäre einzubeziehen (IPCC 2013b). Die im Folgenden vorgestellten Daten stellen somit den wichtigsten Antrieb für den Prognoselauf des hydrologischen Modells dar. Damit sind sie die Grundlage um mögliche Klimaveränderungen und deren Auswirkung auf die Wasserverfügbarkeit sowie das Ökosystem, vor allem der Überflutungsfläche abzuschätzen. Da diese Veränderungen auf einer wesentlich kleinskaligeren Ebene ablaufen als die allgemeine horizontale Auflösung von GCMs (100-300 km), müssen deren Ergebnisse mit der Hilfe von regionalen Klimamodellen regionalisiert werden (IPCC 2013a & 2013b). Für diese Arbeit wurden Daten des numerischen regionalen Klimamodell REMO gewählt (JACOB 2001; JACOB et al. 2001; JACOB & PODZUN 1997), welches eine dynamische Herunterskalierung (downscaling) auf Basis globaler Klimamodelle (z.B. ECHAM, EC-Earth) oder Reanalysedaten (ERA-40) rechnet. Für das südliche Afrika wurden diese Daten mit einer horizontalen Auflösung von 25 km durch das Climate Service Center Germany (GERICS) berechnet und im NetCDF-Format bereitgestellt. Im weiteren Verlauf der Arbeit werden ausschließlich die mit REMO herunterskalierten Klimaszenarien betrachtet und für die Modellierung verwendet (Abb. 5-19).

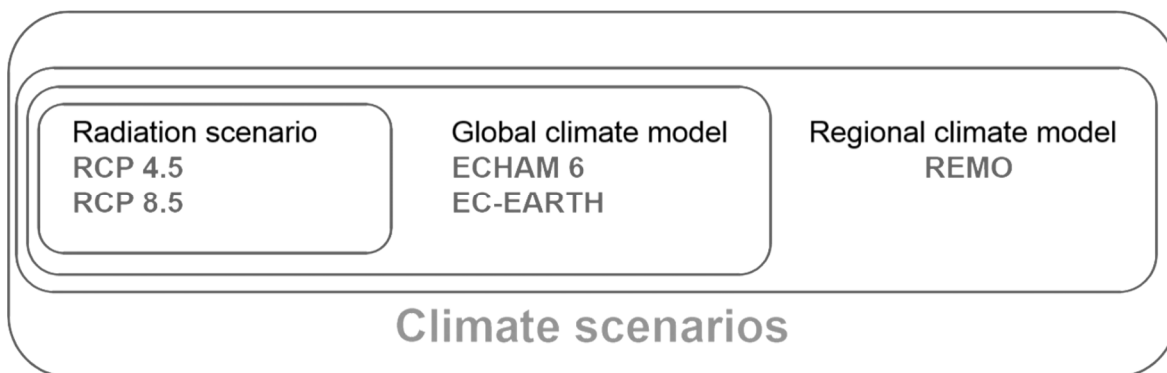


Abb. 5-19: Zusammensetzung der verwendeten Klimaszenarien (Quelle: D. Butchart-Kuhlmann)

Den ERA-40 Daten kommt eine Sonderstellung zu, da es sich hierbei um ein Reanalyseprodukt von Messdaten handelt (1960-2000), welches hier aufgrund der ungünstigen Stationsdatenverfügbarkeit Anwendung findet. Zur Generierung dieses Datensatzes werden neben Stationsmessungen, mit zunehmender Verfügbarkeit ab den

70er Jahren auch Fernerkundungsprodukte assimiliert (UPPALA et al. 2005). HÄNSLER et al. (2011) zeigen im südlichen Afrika, dass die mit REMO dynamisch herunterskalierten Daten den räumlichen und zeitlichen Mustern der Beobachtung entsprechen sowie durch das Herunterskalieren die jahreszeitlichen Niederschlagscharakteristiken besser wiedergegeben werden.

Das GCM ECHAM ist ein allgemeines Zirkulationsmodell der Atmosphäre und wurde am Max-Planck-Institut (MPI) für Meteorologie entwickelt. Es stellt die atmosphärische Komponente des MPI-ESM (Earth System Model) dar und wird kontinuierlich weiterentwickelt (ROECKNER et al. 2003; 2004). Als Vergleichsreferenz wird dabei ein historischer Kontrolllauf (1950-2005) zur Verfügung gestellt, welcher nicht das Wetter, sondern nur die klimatischen Verhältnisse im Jahresverlauf repräsentiert. Dieser kann anschließend mit den Klimaszenarien (2006-2100) verglichen werden. Im Speziellen standen RCP (Representative Concentration Pathway) 4.5 und 8.5 zur Verfügung. Wobei die Nummern der Szenarien für den Anstieg des Strahlungsantriebes in W/m^2 bis zum Jahr 2100 stehen. RCP 4.5 stellt dabei ein gemäßigteres Szenario mit einem sanften Übergang zu einer Stabilisierung der Konzentration der Treibhausgase bis 2150 dar. RCP 8.5 weist dagegen die stärksten Emissionen sowie konstante Emissionen nach 2100 auf (MEINSHAUSEN et al. 2011; RIAHI et al. 2011). Auch hier können die mit REMO herunterskalierten Daten die Eigenschaften des Klimas, im speziellen die starke Saisonalität sowie die innerjährliche Variabilität im südlichen Afrika abbilden (HÄNSLER 2011).

Das GCM EC-Earth enthält im Vergleich zu ECHAM weitere Klimakomponenten wie Biochemie der Ozeane, dynamische Vegetation, Atmosphärenchemie, dynamische Eisschilde sowie Komponenten des Kohlenstoffkreislaufs und wird deshalb auch als Erdsystemmodell bezeichnet. Damit können dynamische Rückkopplungseffekte des komplexen Klimasystems sowie Interaktionen der Subsysteme mit in die Modellierung einbezogen werden (HAZELEGER et al. 2011 & 2010). Die Entwicklung wurde vom European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) beschlossen, basiert technisch auf dessen Wettervorhersagemodell und wird von den Institutionen der Mitgliedsländer durchgeführt. Auch hier stehen neben dem historischen Kontrolllauf die RCPs 4.5 und 8.5 zur Verfügung.

Da diese Datensätze als Eingangsdaten im hydrologischen Modell fungieren, ist es wesentlich, deren Veränderung über die Zeit zu kennen. Dazu wurde die Trendberechnung für die wichtigsten Klimavariablen Temperatur und Niederschlag mit der statistischen

Methode Sen's Slope durchgeführt und deren Signifikanz mit dem Mann-Kendall-Test bestimmt.

5.4.1 Temperatur

Für den Temperaturtrend aus den ERA-40 Daten zeigt sich ein Gradient mit signifikanten Werten von 0.1 °C/Dekade im angolanischen Hochland, bis hin zu 0.26 °C/Dekade im Unterlauf (Abb. 5-20). Auch die historischen Kontrollläufe von ECHAM und EC-Earth weisen einen Temperaturanstieg von 0.2-0.3 °C/Dekade auf. Damit ist eine deutliche Übereinstimmung mit den Werten Mongus aus dem vorangegangenen Abschnitt zu verzeichnen. Im gemäßigten Szenario RCP 4.5 setzt sich dieser Anstieg bis zum Ende des Jahrhunderts fort. Im RCP 8.5 zeigt EC-Earth hingegen einen eindeutigen Trend von 0.5-0.61 °C/Dekade, der sich bei ECHAM im Unterlauf mit 0.6-0.66 °C/Dekade noch verstärkt. Alle Werte dieser Szenarien sind bei einem α von 0.001 höchst signifikant. Die Betrachtung der Veränderungen im Gebietsmittel bestätigt ebenfalls die Zunahme der mittleren Temperaturen um ca. 5 °C bis zum Ende des Jahrhunderts im RCP 8.5. (Abb. 5-21). Der Anstieg der projizierten maximalen Temperatur fällt vor allem für die EC-Earth Daten mit ca. 7 °C noch etwas größer aus, wobei die Temperaturen in der historischen Periode im Vergleich zu ECHAM generell etwas niedrigere (ca. 1-2°C) Werte aufweisen. In diesem Zusammenhang fällt auch auf, dass ECHAM RCP 4.5 weder für die mittleren, die maximalen oder die extremen Temperaturen einen Anstieg größer 1 °C aufweist. Ein Vergleich der jährlichen Extremwerte zeigt, dass der heißeste Tag des Jahres im emissionsstärksten Szenario 8.5 über 44 °C betragen könnte. Dies entspricht einem Anstieg von mehr als 8 °C für die EC-Earth Daten sowie ca. 6 °C für ECHAM.

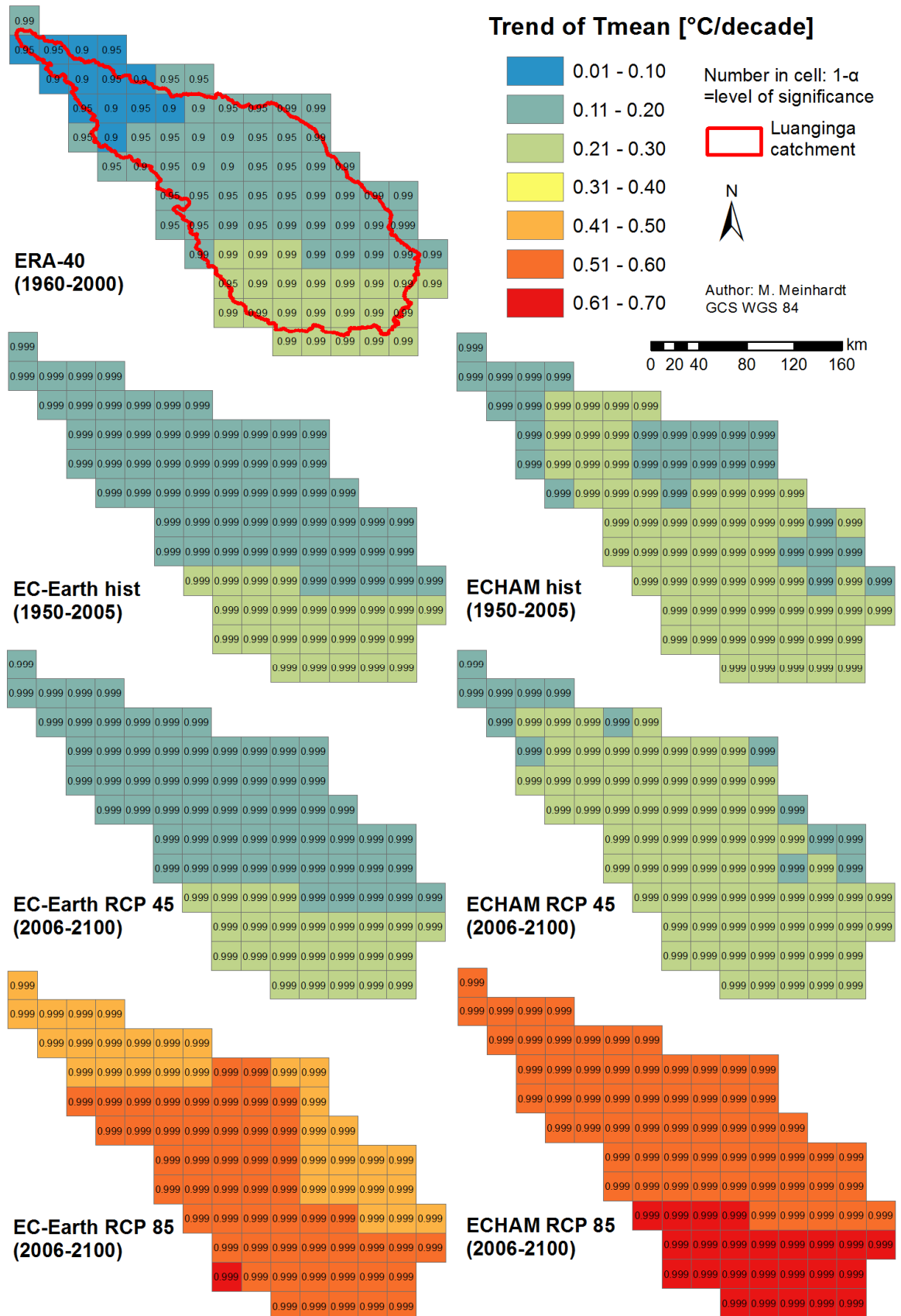


Abb. 5-20: Temperaturtrends der ERA-40, EC-Earth und ECHAM Daten auf jährlicher Basis mit REMO
herunterskaliert

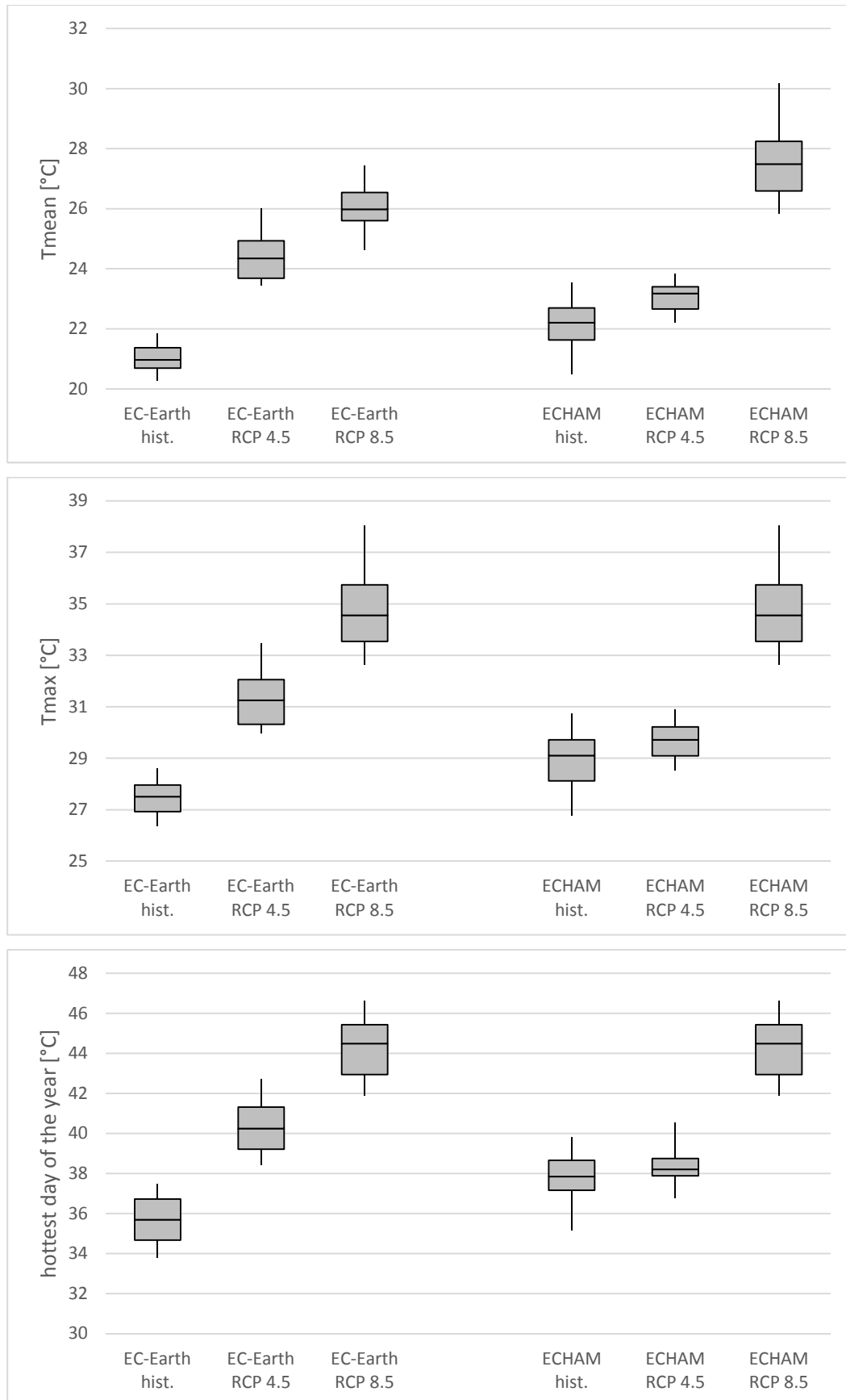


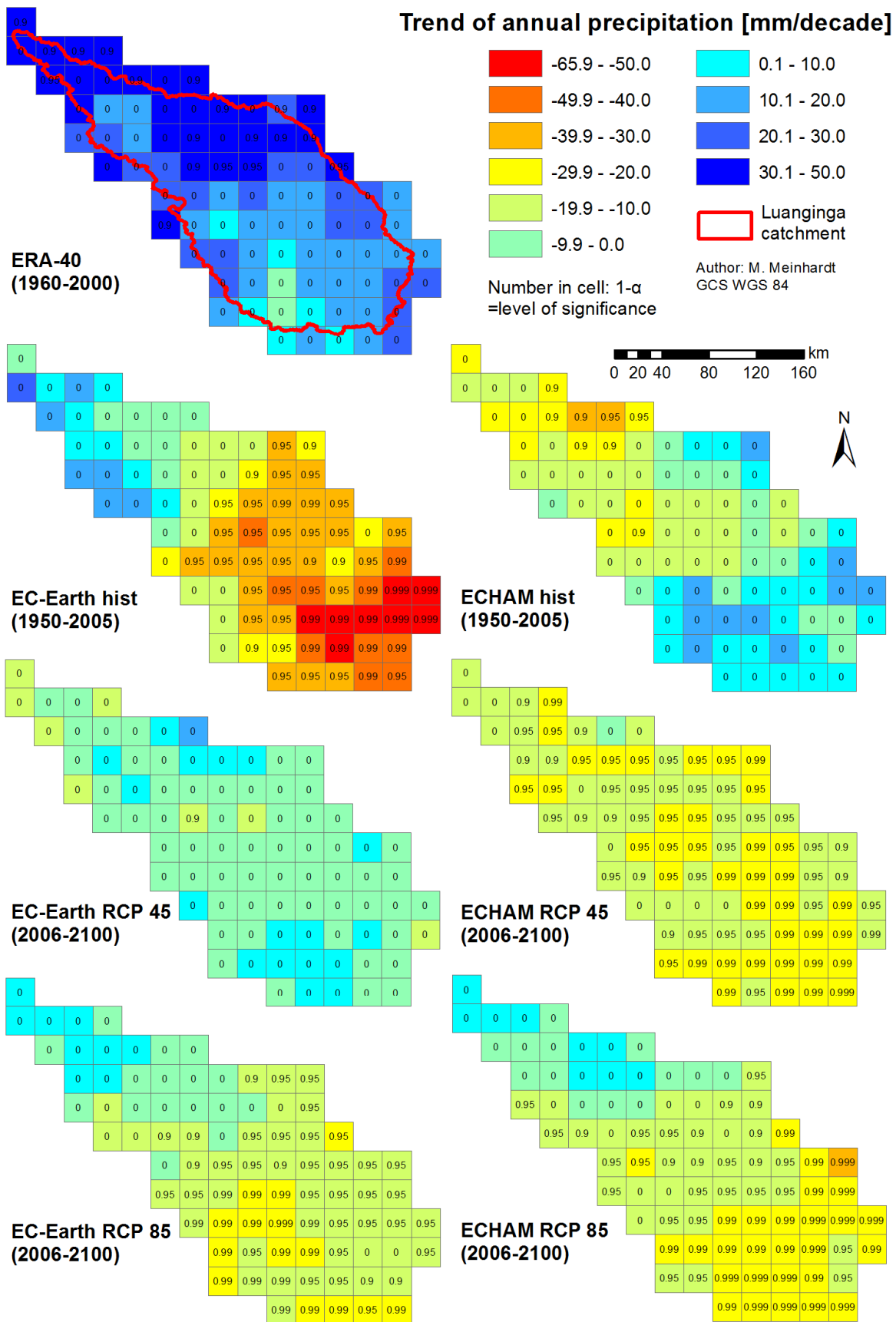
Abb. 5-21: Mittlere (oben) und maximale Temperatur (mittig) sowie heißester Tag des Jahres (unten) von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP) herunterskaliert mit REMO (Boxplot: Max, 3.Quartil, Median, 1.Quartil, Min)

5.4.2 Niederschlag

Für den Niederschlag aus den ERA-40 Daten zeigt sich ein Gradient mit einer leicht signifikanten Zunahme von bis zu 48 mm/Dekade im angolanischen Hochland, bis hin zu einem Trend nahe Null im Unterlauf (Abb. 5-22). Die historischen Kontrollläufe der Klimamodelle zeichnen hingegen bezüglich der Richtung des Trends ein recht inhomogenes Bild. EC-Earth zeigt im Oberlauf eine leichte Zunahme, aber im Unterlauf einen starken negativen Trend von bis zu 65.9 mm/Dekade. Für ECHAM stellt sich dieser Gradient genau umgekehrt dar, dafür mit einer weniger extremen Reduktion des Niederschlages. Im RCP 4.5 zeigt sich der Trend für EC-Earth (-14 bis 11 mm/Dekade) recht ausgeglichen mit einer Tendenz zu negativen Werten. Diese setzen sich im Falle von ECHAM mit einer Niederschlagsabnahme von -9 bis -26 mm/Dekade fort. Im extremen Szenario zeigt sich für beide Klimamodelle ein negativer Trend von bis zu -30 mm/Dekade im Unterlauf. Im Hochland wird hingegen eine Zunahme des Niederschlages von bis zu 8 mm/Dekade bis zum Ende des Jahrhunderts modelliert. Für die Szenarien sind die Werte als signifikant anzusehen, wenn der Rückgang des Niederschlags etwa 15mm/Dekade oder mehr beträgt.

Da die Trends der Niederschläge nicht sehr deutlich ausfallen, wurde zusätzlich die Veränderung des mittleren jährlichen Niederschlags von 1986-2005 im Vergleich zu 2081-2100 berechnet (Abb.5-23). Dabei wird deutlich, dass im RCP 4.5 die Modelle ECHAM und EC-Earth einen räumlich gegenläufigen Trend aufzeigen. Für das emissionsstärkste Szenario 8.5 wird hingegen von beiden Klimamodellen ein stark negativer Trend von bis zu 300 mm im Jahr angezeigt. Allerdings ist auch hier anzumerken, dass die ECHAM-Projektion für 12 Zellen im Oberlauf eine Zunahme von bis zu 100 mm im Jahr ausweist. Diese Unterschiede zwischen und innerhalb der Klimaprojektionen lassen erkennen, dass Niederschlag im Vergleich zur Temperatur mit einer wesentlich größeren Unsicherheit behaftet ist (NIKULIN et al. 2012; RANDALL et al. 2007; TADROSS et al. 2011).

Bei der Betrachtung der Veränderungen im Gebietsmittel zeigen ebenfalls die emissionsstärksten Szenarien 8.5 den größten Niederschlagsrückgang, wobei die ECHAM-Daten für dieses Szenario eine wesentlich größere Variabilität der jährlichen Niederschlagsmengen aufweisen (Abb. 5-24). Für EC-Earth ist die Variabilität hingegen im RCP 4.5 am größten, was verglichen mit der historischen Periode teilweise zu Jahren mit höheren Niederschlägen führt.



**Abb. 5-22: Niederschlagstrends der ERA-40, EC-Earth und ECHAM Daten auf jährlicher Basis mit REMO
herunterskaliert**

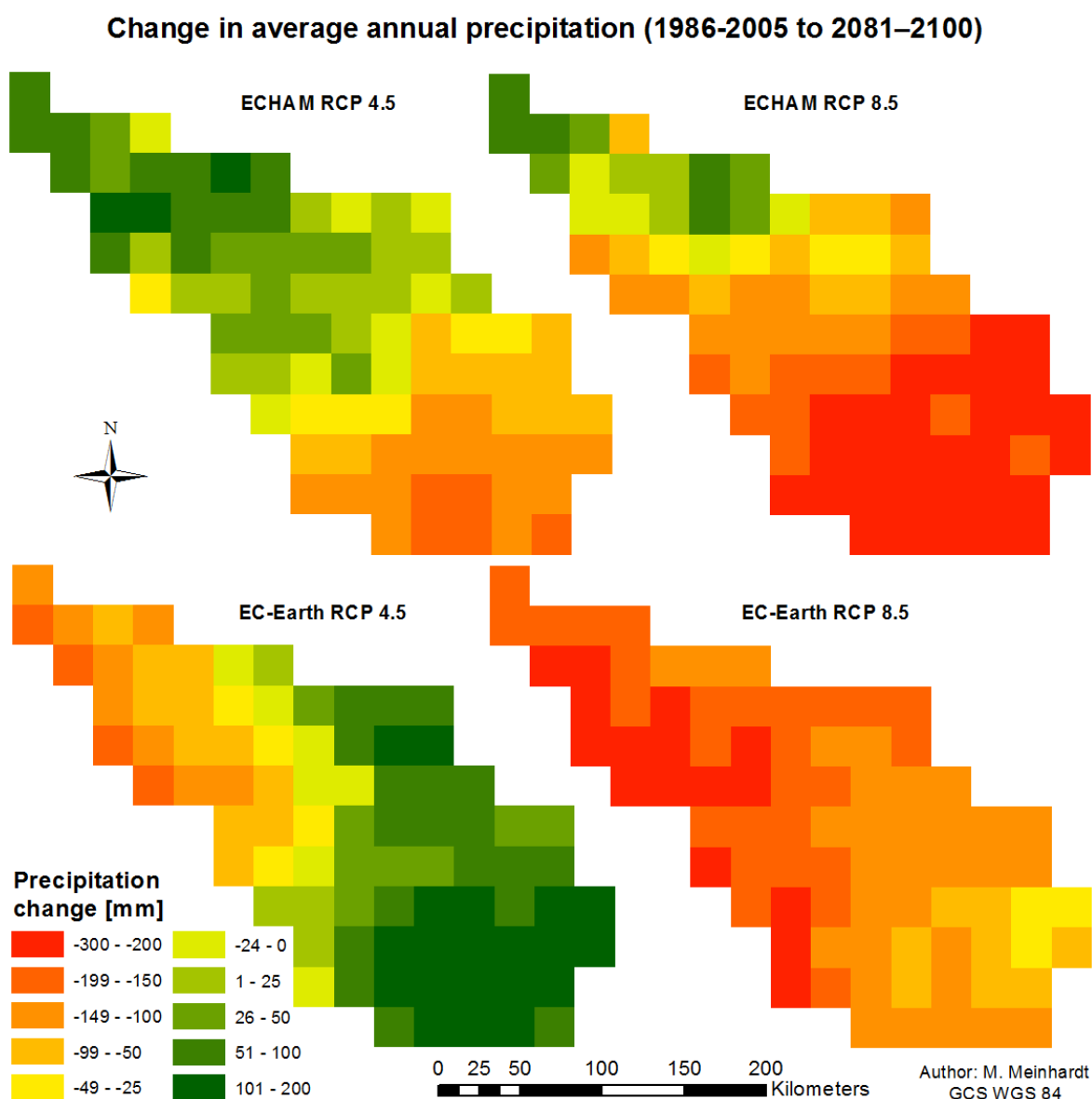


Abb. 5-23: Veränderung des mittleren jährlichen Niederschlags von 1986-2005 zu 2081-2100
herunterskaliert mit REMO

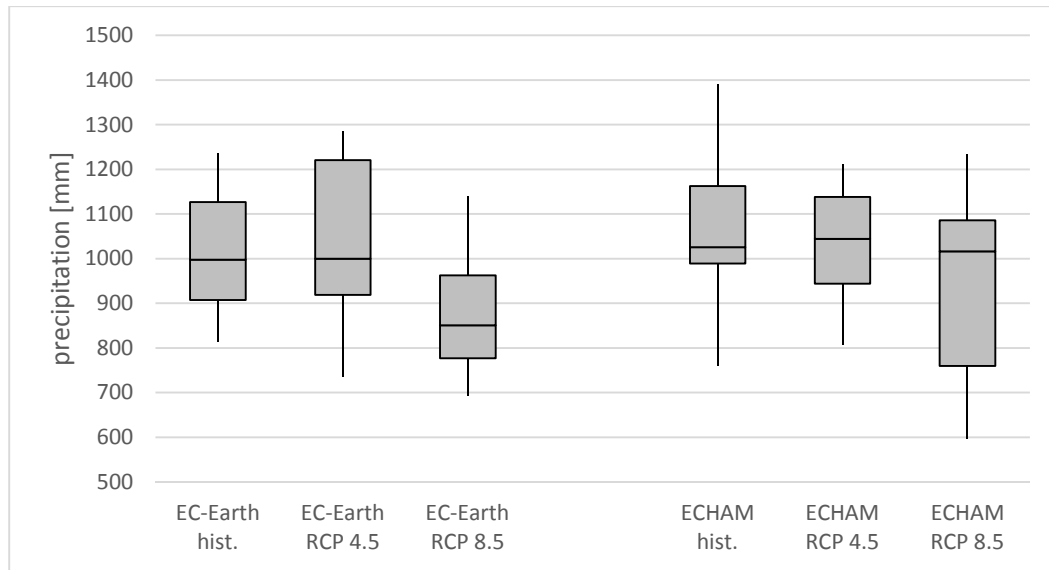


Abb. 5-24: Mittlerer jährlicher Niederschlag von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP) herunterskaliert mit REMO (Boxplot: Max, 3.Quartil, Median, 1.Quartil, Min)

Da Niederschlag die Hydrologie des Gebietes und damit wie keine andere Klimavariablen den Abfluss steuert, muss dessen raumzeitliche Verteilung möglichst nah an der Realität liegen. Um dies zu bewerten und daraus mögliche Korrekturfaktoren zu ermitteln werden im Folgenden die langjährigen Monatsmittel der Stationsmessungen von 1960-1972 mit den korrespondierenden REMO-Gitterzellen verglichen. Ein zeitlich höher aufgelöster Vergleich wäre nicht sinnvoll, da die historischen Kontrollläufe von ECHAM und EC-Earth nicht das Wetter repräsentieren, sondern nur die klimatischen Verhältnisse im Jahresverlauf.

Der Vergleich von ERA-40 mit den Stationen im oder in unmittelbarer Nähe zum USG (vgl. Abb. 5-8) zeigt in Abb. 5-25, dass die saisonale Dynamik gut wiedergegeben wird, ERA-40 in der Regenzeit jedoch häufig stark unterschuliert. Auch im Verhältnis zu allen anderen verfügbaren monatlichen Daten bestätigt sich dieser Eindruck (Tab. 5-2). Im langjährigen Jahresmittel werden alle Stationen unterschuliert (\varnothing 32.9). Im Fall von Kalabo müsste die ERA-40 Zelle beispielsweise 24.1 % mehr an Niederschlag aufweisen um im langjährigen Jahresmittel dem Messwert zu entsprechen. Ferner ist an dieser Stelle festzuhalten, dass die extremen Abweichungen in Tabelle 5-2 unproblematisch sind. Diese sind lediglich ein Resultat der sehr geringen Niederschläge von wenigen Millimetern in der Trockenzeit. Um zu extreme Werte zu vermeiden, wurden Monatsmittel kleiner einem Millimeter bereits vor der Berechnung der Prozentwerte auf Null gesetzt. Bei Lücken in einer der monatlichen Zeitreihen wurde der korrespondierende Gitterzellenwert ebenfalls ausgenommen, um eine Verzerrung der Ergebnisse zu vermeiden.

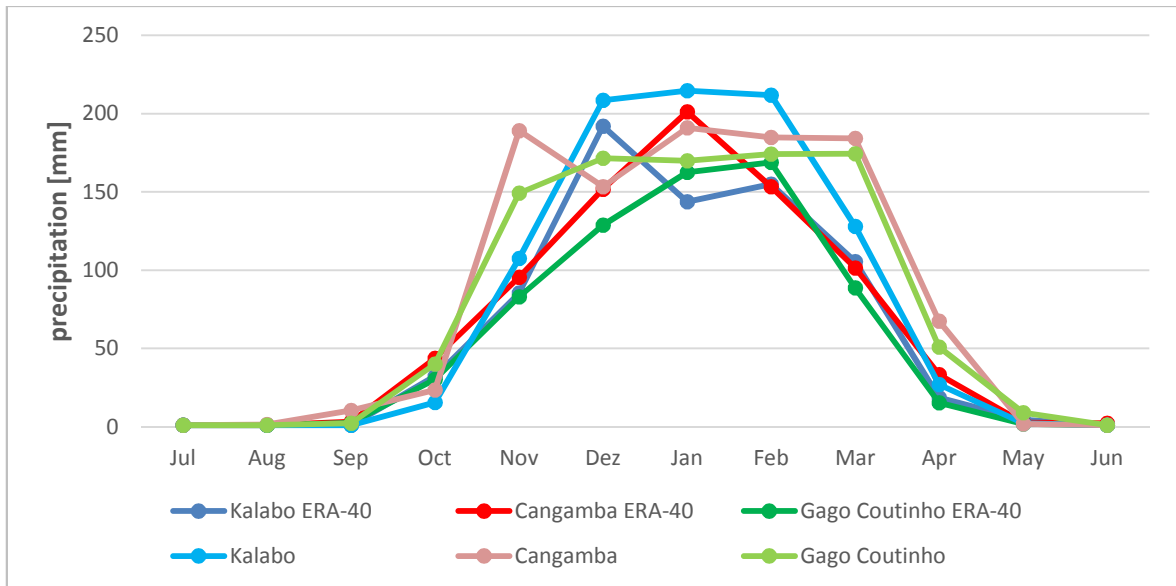


Abb. 5-25: Vergleich von gemessenen Niederschlägen und der korrespondierenden REMO ERA-40 Gitterzelle (1960-1972)

Bei der Gegenüberstellung mit den ECHAM Daten (Tab. 5-3) ist eine Verschiebung der Regenzeit nach vorn zu erkennen, das heißt im September/Oktober wird zu viel Niederschlag simuliert, dafür im März/April zu wenig. Verglichen mit den jährlichen Abweichungen der anderen beiden Produkte, ist hier im Mittel über alle Stationen mit 8.4 % die geringste Übersimulation zu verzeichnen. Im Vergleich mit EC-Earth (Tab. 5-4) ist hingegen in den meisten Monaten und für alle Stationen im langjährigen Jahresmittel eine Übersimulation zu erkennen. Im Fall von Kalabo müsste die EC-Earth Zelle beispielsweise 18.8 % weniger an Niederschlag aufweisen um im langjährigen Mittel dem Messwert zu entsprechen. Im Mittel über alle Stationen zeigt die Übersimulation mit 17.6 % einen ähnlichen Wert.

Tab. 5-2: Prozentuale Abweichung von gemessenem Niederschlag zur korrespondierenden REMO/ERA-40
Gitterzelle (1960-1972)

% deviation measurement to ERA-40	Mongu	Chavuma	Balovale	Cuando Cubango	Coemba	Moxico (Luena)	Cunene	Bie (Cuito)	Kalabo	Cangamba	Gago Coutinho
Jul	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	0.0	0.0	0.0	0.0	718.2	122.3	0.0	302.1	0.0	30.0	0.0
Sep	75.0	365.0	181.1	62.8	22.1	88.3	-16.9	197.2	0.0	230.4	-14.8
Oct	12.0	51.1	-2.2	4.3	83.6	16.1	-6.4	200.8	-52.5	-46.4	32.6
Nov	55.0	43.0	22.7	36.5	62.9	49.9	15.6	97.4	25.8	98.3	79.9
Dez	31.8	18.3	19.0	-5.8	46.8	44.9	-29.6	101.4	8.6	1.1	33.1
Jan	38.6	2.2	15.2	-0.4	30.8	7.7	-9.7	19.7	49.3	-5.1	4.6
Feb	13.8	37.0	40.5	13.1	24.5	-19.7	8.0	-0.6	36.7	20.6	3.2
Mar	39.8	114.5	75.0	39.6	97.3	45.9	35.7	53.2	21.3	81.7	96.6
Apr	185.7	320.3	210.9	82.8	244.8	212.1	16.2	216.5	46.5	102.1	231.6
May	-4.8	24.5	-14.0	107.5	83.5	198.3	-48.9	122.7	-49.8	-31.7	393.8
Jun	69.2	0.0	91.7	0.0	-18.1	-41.7	0.0	-10.2	0.0	-51.7	0.0
annual sum (ø 32.9)	35.9	40.1	32.3	13.6	57.0	26.5	1.6	64.6	24.1	27.7	37.9

Tab. 5-3: Prozentuale Abweichung von gemessenem Niederschlag zur korrespondierenden REMO/ECHAM
Gitterzelle (1960-1972)

% deviation measurement to ECHAM	Mongu	Chavuma	Balovale	Cuando Cubango	Coemba	Moxico (Luena)	Cunene	Bie (Cuito)	Kalabo	Cangamba	Gago Coutinho
Jul	-0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-32.6	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	-67.2	-72.0	-51.3	-69.3	48.6	-66.3	-52.8	-16.5	-61.7	-79.2	-83.6
Sep	-56.7	-29.3	-54.9	-31.7	-50.7	-27.4	-64.3	-21.7	-88.4	-43.1	-73.7
Oct	-47.7	-19.4	-47.9	-67.0	-16.9	-24.8	-65.5	17.4	-76.1	-72.2	-21.3
Nov	-16.8	-25.2	-32.5	-28.8	-15.9	-20.9	-35.1	-2.8	-32.3	-5.0	9.8
Dez	1.5	-19.2	-7.4	-27.9	-9.0	-12.9	-53.0	12.1	3.7	-36.8	-8.2
Jan	0.4	7.6	24.6	11.0	-10.3	-20.0	-18.5	-17.2	-10.6	-17.2	-31.8
Feb	-4.8	-4.4	4.0	-16.3	10.1	-8.2	-13.0	-2.2	3.2	-10.4	-13.9
Mar	20.1	39.5	21.6	-9.5	33.1	6.2	14.2	1.8	1.9	23.7	31.1
Apr	98.6	27.3	22.0	37.3	47.3	40.5	-2.8	84.6	-23.6	9.0	30.1
May	14.4	-11.4	-10.5	-39.9	74.3	115.5	-80.7	-1.1	-45.5	-81.9	41.5
Jun	69.2	0.0	91.7	-54.5	75.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
annual sum (ø -8.4)	-1.3	-3.8	-2.8	-15.4	-0.8	-11.1	-24.1	3.5	-12.3	-16.6	-7.4

Tab. 5-4: Prozentuale Abweichung von gemessenem Niederschlag zur korrespondierenden REMO/EC-Earth Gitterzelle 1960-1972)

% deviation measurement to EC-Earth	Mongu	Chavuma	Balovale	Cuando Cubango	Coemba	Moxico (Luena)	Cunene	Bie (Cuito)	Kalabo	Cangamba	Gago Coutinho
Jul	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-39.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Aug	0.0	0.0	0.0	0.0	132.6	-7.6	0.0	69.1	0.0	-50.1	0.0
Sep	-56.3	38.4	3.5	-54.0	-35.9	-26.8	-80.5	-6.8	-81.6	-24.5	-76.8
Oct	-58.1	-16.0	-51.8	-75.6	-25.0	-35.7	-73.2	-9.1	-76.6	-78.3	-41.3
Nov	-8.0	-14.2	-24.4	-27.3	15.6	-9.1	-26.0	1.7	-30.7	13.6	-2.1
Dez	-6.9	-14.8	-10.9	-30.9	-11.5	-11.1	-63.8	-3.3	-7.5	-37.6	-37.4
Jan	-13.5	-21.0	-18.6	-31.6	-7.2	-2.7	-40.5	-19.0	-17.2	-35.6	-40.2
Feb	-5.3	-7.4	-6.1	-29.3	-7.2	-11.1	-11.4	-14.5	-6.2	-43.2	-8.5
Mar	6.3	26.0	1.6	-22.0	24.5	-14.7	-2.7	-13.0	-6.8	-9.7	12.1
Apr	45.8	40.2	29.5	-32.7	53.3	14.1	-47.7	50.1	-26.9	-5.0	1.3
May	-77.8	-72.7	-71.0	-84.6	-56.9	-28.5	-93.2	-76.0	-87.2	-93.5	-51.8
Jun	-37.9	-57.3	-58.3	-61.7	75.0	-70.5	-55.2	0.0	0.0	-61.3	-54.8
ann. sum (ø -17.6)	-9.8	-7.7	-14.1	-33.2	-0.9	-12.0	-37.0	-7.8	-18.8	-31.1	-21.7

Zusammenfassend betrachtet zeigt der Vergleich von Stationsdaten mit ERA-40, ECHAM und EC-Earth im langjährigen Monats- und Jahresmittel teils erhebliche Abweichungen. Da der Niederschlag als wichtigste Eingangsgröße den Abfluss steuert, müssen in der Folge Korrekturfaktoren ermittelt werden, denn realistische Niederschlagswerte sind Bedingung für eine Verwendbarkeit der Kalibrationsparameter, welche während der Modellierung mit Messdaten ermittelt wurden sowie für eine möglichst realitätsnahe Simulation der Gebietshydrologie. Nach Rücksprache mit dem GERICS wird eine Korrektur der modellierten Niederschläge ebenfalls empfohlen, da diese neben dem ursprünglichen Modell (z.B. ECHAM) bereits ein zweites Mal durch das REMO downscaling simuliert wurden und somit teilweise nicht den lokalen Gegebenheiten entsprechen (WEBER 2014).

Zur Berechnung der Korrekturfaktoren werden die prozentualen Abweichungen aus dem langjährigen Monatsmittel (Tab. 5-2 bis 5-4) verwendet. Wie die Korrektur dieser Abweichungen im hydrologischen Modell implementiert wurde, wird im Abschnitt 6.2.2 beschrieben.

6 Hydrologische Modellierung

Nachdem in Abschnitt 3.3 der holistische Ansatz des methodischen Vorgehens in der hydrologischen Modellierung erläutert wurde, soll in diesem Kapitel die Beschreibung, Entwicklung und Validierung des hydrologischen Modells im Detail thematisiert werden. Dazu wird im Folgenden das hydrologische Modellsystem J2000 (Abschnitt 6.1) sowie die Prozessierung der nötigen Eingangsdaten und -parameter vorgestellt (Abschnitt 6.2). Anschließend erfolgt die Vorstellung der Modellentwicklung zu den Überflutungsflächen, woraus sich das finale Modellsystem J2000-Flood ergibt (Abschnitt 6.3). Weiterhin wird dessen Kalibrierung (Abschnitt 6.4) sowie die dazu beitragende Unsicherheits- und Sensitivitätsanalyse beschrieben (Abschnitt 6.5). Abschließend erfolgt die Beschreibung der Validierungsmethodik (Abschnitt 6.6). Dabei werden zum einen die modellierten Überflutungsflächen mit dem Desert Flood Index abgeglichen und zum anderen die Abflüsse am Pegel in Kalabo gegenübergestellt.

6.1 Das hydrologische Modellsystem J2000

Das hydrologische Modellsystem J2000 ist ein prozessorientiertes sowie räumlich distributives Modell, welches auf täglicher oder stündlicher Ebene betrieben werden kann. Es bildet die Prozesse des Wasserhaushaltes in der oberen Meso- und der Makroskala, die Einfluss auf die Abflußbildung und –konzentration besitzen, physikalisch ab (KRAUSE 2001). Technisch betrachtet ist es im JAMS (Jena Adaptable Modelling System) implementiert, einem „software-framework“ zur Entwicklung und Anwendung von Umweltmodellen auf Basis einzelner Komponenten (KRALISCH & KRAUSE 2006; KRALISCH et al. 2007). Durch diese modulare Struktur können die hydrologischen Prozesse in separaten Komponenten bzw. Prozessmodulen berechnet werden. Diese leicht zugängliche und verständliche Struktur ermöglicht dem Anwender eine relativ einfache Modellanpassung hinsichtlich der abgebildeten Prozesse (KRALISCH et al. 2007). Aufgrund dessen sowie der prozessbasierten und räumlich distributiven Darstellung der Hydrologie im Modellsystem eignet sich J2000 hervorragend, um die potentiellen Veränderungen durch den Klimawandel auch räumlich im USG zu quantifizieren. Weiterhin wurde das Modellsystem bereits erfolgreich in zahlreichen Teileinzugsgebieten im Oberlauf des Okavango eingesetzt. Diese sind ebenfalls im Hochland von Angola zu verorten und

weisen eine ähnliche Gebietscharakteristik auf (BAUMBERG et al. 2014; HELMSCHROT et al. 2014; STEUDEL et al. 2013).

Die Prozessmodule sind im schematischen Aufbau des Modells in Abb. 6-1 auf der linken Seite dargestellt. Es wird deutlich, dass sie die Quelle für insgesamt vier verschiedene Abflusskomponenten sind. Der Oberflächen- oder Direktabfluss (RD1) weist dabei die höchste zeitliche Dynamik auf. Etwas langsamer reagiert der Zwischenabfluss (Interflow) (RD2), welcher dem lateralen Abfluss innerhalb der Bodenzone gleichzusetzen ist und ebenfalls vom Bodenmodul gesteuert wird. Weiterhin wird zwischen einer schnellen (RG1) und langsamen (RG2) Basisabflusskomponente des Grundwassermoduls unterschieden, um die Grundwasserdynamik besser abzubilden. Das Wasser dieser Abflusskomponenten wird schließlich über benachbarte HRUs in Fließrichtung zum Gewässer geroutet (Eindimensionale topologische Verknüpfung nach STAUDENRAUSCH (2001)), wo es über die einzelnen Gewässersegmente zum Gebietsauslass geroutet wird (Routingmodul). An dieser Stelle kommt das entwickelte Überflutungsmodul zum Tragen, da es ein Ausufern der Gewässersegmente auf umliegende HRUs erlaubt. Damit stehen Wassermengen, die bereits einem Flussegment zugeführt wurden, stromabwärts zur Überflutung von Flächen zur Verfügung. In den folgenden Abschnitten werden zuerst die beiden zum Abfluss beitragenden Module beschrieben (Boden und Grundwasser), bevor letztendlich die neu entwickelte Überflutungskomponente vorgestellt wird.

Für eine detailliertere Modellbeschreibung, vor allem für die den Berechnungen zugrundeliegenden Algorithmen, sei an dieser Stelle auf KRAUSE (2001) verwiesen. Weiterhin ist eine Dokumentation abrufbar, die speziell für das in dieser Arbeit angewendete Modellsystem generiert wurde (J2K MODELLEDOKUMENTATION 2016). Dort werden im Detail alle Eingangs- und Ausgangsgrößen sowie die Gleichungen für jede Modellkomponente beschrieben. Eine Übersicht und Benennung aller Kalibrationsparameter erfolgt in Tab. 6-8.

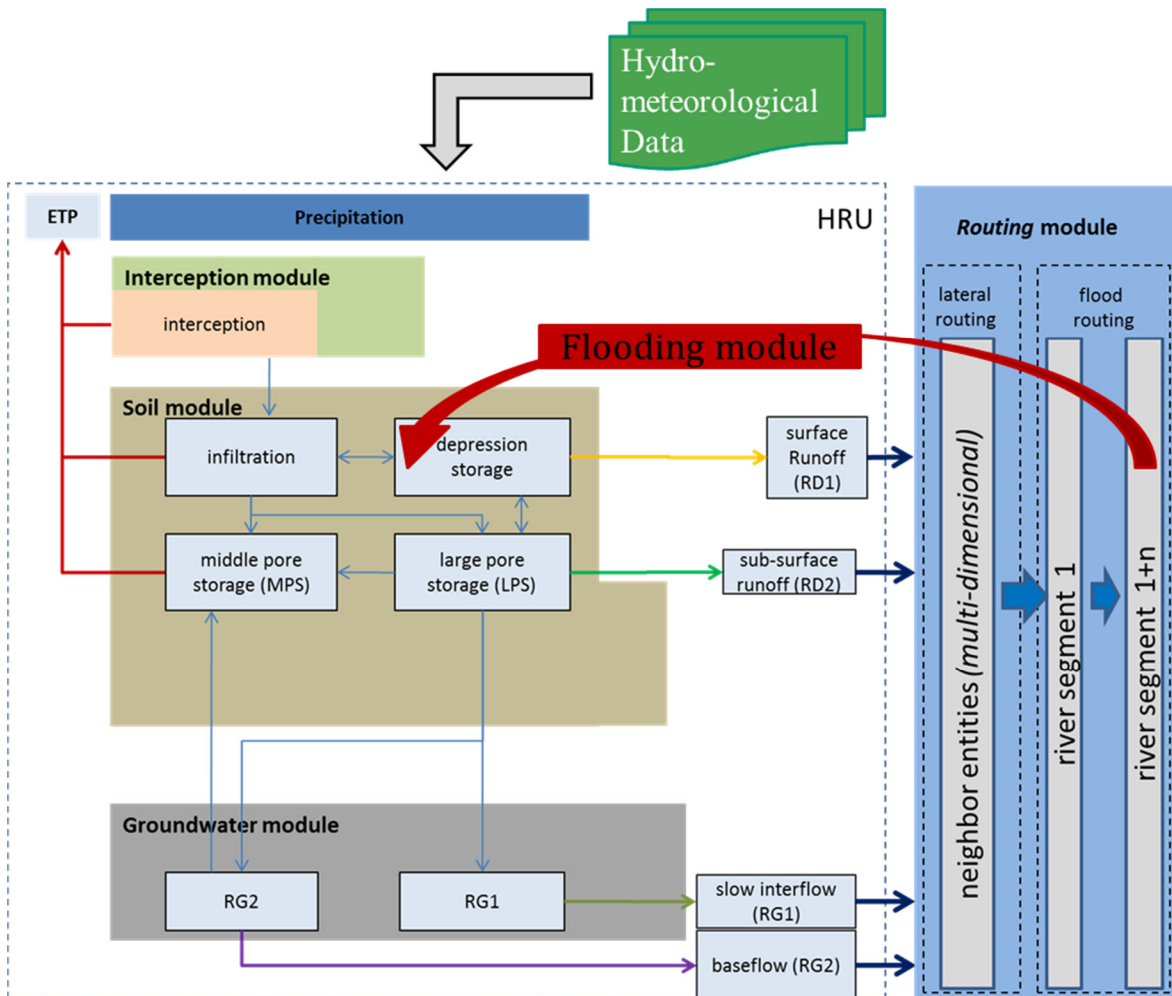


Abb. 6-1: Schematischer Aufbau des Modellsystems J2000 nach KRAUSE (2002) mit Überflutungsmodul

6.1.1 Bodenmodul

Der Niederschlag, der auf die Böden trifft, wurde zuvor durch die Interzeption, das heißt durch die Vegetation in ihrer unterschiedlichen räumlichen und im Jahresgang auch zeitlich differenzierten Ausprägung gemindert. In der Folge steht nur der verbleibende sogenannte Bestandsniederschlag im Bodenmodul zur Verfügung. Dieses besteht aus zwei miteinander in Verbindung stehenden Speichern pro HRU, dem Mittelporenspeicher (MPS, Porendurchmesser 0.2 bis 50 μm) sowie dem Grobporenspeicher (LPS, Durchmesser $> 50 \mu\text{m}$), welche das infiltrierende Wasser aufnehmen können. Die Infiltrationskapazität des Bodens wird dabei durch die aktuelle Bodenwassersättigung sowie durch die maximale Infiltrationsrate pro Zeitschritt gesteuert (PFANNSCHMIDT 2008). Wird diese überschritten, wird das überschüssige Wasser entweder direkt als Oberflächenabfluss wirksam (RD1) oder wird zum Teil in Mulden zurückgehalten. Das

Wasser im MPS kann hingegen nicht zum Abfluss gelangen, da es durch die Adsorptionskräfte gegen die Gravitation gehalten wird und nur durch die Evapotranspiration reduziert werden kann, welche im vorliegenden Modell nach dem Ansatz von Penman-Monteith berechnet wird. Der LPS kann hingegen zum Abfluss beitragen, indem er die lateralen Fließvorgänge (Interflow; RD2) im Boden abbildet. Weiterhin kann dieser durch Perkolation in das Grundwasser oder Abgabe an den MPS entleert werden. Zusätzlich kann den Mittelporen auch durch kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser Feuchtigkeit zugeführt werden (KRAUSE 2001).

6.1.2 Grundwassermodul

Das Grundwassermodul im J2000 ist durch ein simples Konzept charakterisiert und besteht aus zwei Speichern pro HRU. Dabei handelt es sich um den oberen Grundwasserspeicher, welcher die wasserdurchlässige Verwitterungszone oberhalb des Ausgangsgesteins repräsentiert. Diese Zone (RG1) ist durch eine vergleichsweise schnellere hydrologische Antwort und damit eine kürzere Verweilzeit des Wassers geprägt. Folglich wird hier der schnelle Basisabfluss generiert (RG1). Der zweite langsamere Speicher (RG2) repräsentiert den gesättigten Grundwasseraquifer mit einer längeren Verweilzeit des gespeicherten Wassers. Dabei handelt es sich um den sogenannten unteren Grundwasserspeicher, welcher den langsamen Basisabfluss (RG2) generiert (KRAUSE 2001).

6.2 Prozessierung der Eingangsdaten

In diesem Abschnitt soll die Prozessierung der Eingangsdaten beschrieben werden, die nötig sind, um das Modell auszuführen. Dabei wird mit den zeitlich variablen Daten, wie Klima, Niederschlag und Abfluss begonnen. Darauf folgend werden die zeitlich statischen Gebietsparameter beschrieben, die vor der Modellierung bestimmt werden müssen. Dabei handelt es sich um die HRUs selbst und deren Parameter (Relief, Landbedeckung, Geologie, Boden und Topologie) sowie die Gewässersegmente (reaches) und deren Eigenschaften.

6.2.1 Zeitreihendaten (gemessen)

Als gemessene hydrometeorologische Eingangsdaten werden die Klima- und Abflusswerte verwendet, welche bereits in Abschnitt 5.2 und 5.3 vorgestellt und analysiert wurden. Dabei wurden die Zeitreihen hinsichtlich Lücken, Ausreißern, Inhomogenitäten sowie Trends untersucht. Um dies zu unterstützen wurden die Messstationen sowie Zeitreihen mit dazugehörigen Metadaten ins SASSCAL Information System (SASSCAL-IS) eingepflegt (<http://leutra.geogr.uni-jena.de/sasscalRBIS>). Dabei handelt es sich um ein Web-basiertes Informationssystem zur Verwaltung, Analyse und Bereitstellung von Umweltinformationen (BUTCHART-KUHLMANN et al. 2015; FLÜGEL 2007; KRALISCH et al. 2009; ZANDER & KRALISCH 2016). Letztere Funktion wurde dazu genutzt, um die im J2000 verwendeten Eingangsdateien zu generieren (Tab. 6-1). Im Modell selbst werden die Zeitreihen schließlich mit Inverser Distanzwichtung (IDW) und optionaler Höhenkorrektur interpoliert (J2K MODELLDOKUMENTATION 2016), so dass zu jedem Zeitschritt und für jede HRU ein spezifischer Eingangswert bestimmt werden kann. Aufgrund der Datenlage wurde die Höhenkorrektur im USG jedoch nicht verwendet.

Tab. 6-1: Zeitlich variable Eingangsdaten (Zeitreihen)

Name	Description	Unit
rain.dump	precipitation	mm
rhum.dump	relative humidity	%
sunh.dump	sunshine hours	h
tmax.dump	maximum temperature	°C
tmean.dump	mean temperature	°C
tmin.dump	minimum temperature	°C
wind.dump	wind speed	m/s
orun.dump	observed runoff	m ³ /s

6.2.2 Zeitreihendaten (modelliert)

Die modellierten meteorologischen Eingangsdaten der Klimaprojektionen wurden bereits in Abschnitt 5.4 vorgestellt und analysiert. Sie lagen in einem binären Dateiformat, dem sogenannten Network Common Data Format (NetCDF) vor. Um die Klimadaten für den Bereich des USG zu extrahieren und als Text auszugeben wurde das Programm Climate Data Operators (CDO) verwendet. Dabei handelt es sich um ein Kommandozeilen-

Programm zur Analyse und Bearbeitung von Klima- und anderen gridbasierten Daten des Max-Planck-Institut für Meteorologie (SCHULZWEIDA 2016; ZENDER 2008). In den Eingangsdateien, die für den Modelllauf generiert wurden, wird dabei jeder Mittelpunkt einer Rasterzelle als Station behandelt. Die aus den NetCDFs extrahierten Klimavariablen sind dabei identisch mit Tab.6-1, mit Ausnahme der Sonnenscheindauer. Anstelle dieser ist die Solarstrahlung in W/m^2 verfügbar, welche in $\text{MJ/m}^2\text{d}$ umgerechnet werden musste, um sie im Modell direkt zur Verdunstungsberechnung zu nutzen. Weiterhin erfolgte die Umrechnung der Temperaturen von Kelvin in Celsius.

Da der Niederschlag als wichtigste Eingangsgröße die Hydrologie des Gebietes steuert, muss dessen raumzeitliche Verteilung möglichst nah an der Realität liegen, um hydrologische Veränderung im Zuge des Klimawandels genauer zu quantifizieren. Um dies zu gewährleisten, wurden in Abschnitt 5.4 gemessener und modellierter Niederschlag verglichen. Da die historischen Kontrollläufe von REMO-ECHAM und REMO-EC-Earth nicht das Wetter, sondern nur die klimatischen Verhältnisse im Jahresverlauf repräsentieren, wurde das langjährige Monatsmittel der Stationsmessungen von 1960-1972 mit den korrespondierenden REMO-Gitterzellen verglichen. Die sich daraus ergebenden prozentualen Abweichungen (Tab. 5-2 bis 5-4) wurden schließlich in Korrekturfaktoren umgerechnet (Abb. 6-2), um sie später im Modell mit den Niederschlagswerten der Klimamodelle zu multiplizieren (je ein Korrekturfaktor pro Monat und Station). Diese Methode der Bias-Korrektur wird in der Literatur als „scaling“ oder „multiplicative“ bezeichnet (FOWLER & KILSBY 2007; GUDMUNDSSON et al. 2012).

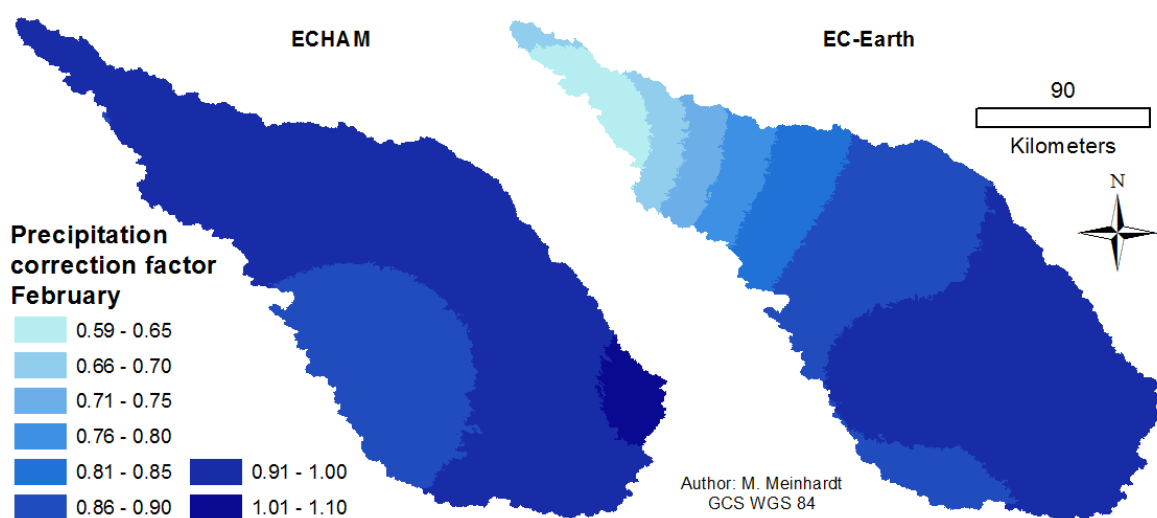


Abb. 6-2: Im Modell interpolierter Korrekturfaktor des Niederschlags für Februar

Technisch betrachtet wurden im Modellsystem Komponenten angelegt, welche die Korrekturfaktoren jeder Vergleichsstation als Zeitreihe einlesen und interpolieren (Abb. 6-2). Die ebenfalls im J2000 interpolierten Niederschläge der Klimamodelle werden schließlich in einer weiteren Komponente mit den spezifischen Korrekturfaktoren multipliziert, sodass sich in jedem Zeitschritt und für jede HRU ein korrigierter Niederschlagswert ergibt.

6.2.3 Ableitung und Parametrisierung der HRUs

Die räumliche Diskretisierung des EZG in der vorliegenden Arbeit basiert auf dem Konzept der Hydrological Response Units (HRUs). Erstmals wurde dieser zonale Regionalisierungsansatz von LEAVESLEY et al. (1983) beschrieben. Im Kern beruht dieser Ansatz auf einer Verschneidung der unterschiedlichen physiographischen Ausstattungsmerkmale eines EZG, welche zu Flächen mit homogener Ausstattung führt (BONGARTZ 2001). Eine Erweiterung dieses Ansatzes erfolgte durch FLÜGEL (1995), indem er die Prozessrelevanz der HRUs betont. Dabei definiert er HRUs als Flächen homogener hydrologischer Systemantwort, welche durch eine einheitliche topographische und physiographische Umwelt bedingt wird (BONGARTZ 2001). Da die Variation der Prozessdynamik im Vergleich zu angrenzenden Flächen wenig ausgeprägt ist, kann die räumliche Variabilität innerhalb einer HRU als vernachlässigbar angesehen werden (PFENNIG et al. 2006).

Als hydrologisch relevant werden nach FLÜGEL (1995) im Wesentlichen die Reliefparameter Hangneigung und Exposition sowie die Merkmale der Geologie, des Bodens und der Landnutzung beschrieben. Die HRU-Generierung erfolgt schließlich im GIS durch Verschneidung dieser Landschafts-komponenten. In Einzugsgebieten mit nur in grober Auflösung vorhandenen geologischen und bodenphysikalischen Informationen erwies sich die HRU-Ableitung mittels eines modifizierten, geomorphologisch orientierten Ansatzes als sinnvoll (PFENNIG & WOLF 2007). Diese auch in der vorliegenden Arbeit genutzte Methode wurde von PFENNIG (2016) in AMeLie-HRU implementiert und basiert auf einer Cluster-Analyse von aus digitalen Geländemodellen gewonnenen sekundären Reliefparametern, welche eine höhere Bedeutung für Abflussvorgänge aufweisen als Hangneigung und Exposition allein. Dazu werden Wölbungs- und Krümmungsparameter, der Mass Balance Index (MBI), der Topographic Wetness Index (TWI) und der Annual

Solar Radiation Index (ASR) generiert. Diese Parameter zeigen näherungsweise Erosion und Deposition (MBI), Feuchte (TWI) sowie potentielle Verdunstung (ASR) auf und sind somit Indikatoren für hydrologische Prozesse (WOLF et al. 2009). Je nach den vorherrschenden topographisch-geographischen Gegebenheiten gehen diese Reliefparameter mit unterschiedlicher Wichtung in die Clusterung ein. Im EZG des Luanginga betrug der Wichtungsfaktor des MBI 1, der des TWI 4 und der des ASR 4. Diese Werte wurden nach Empfehlung von PFENNIG (2015) gewählt.

Nach dem von FRIEDRICH (1996) vorgestellten Ansatz der „Complete-Linkage-Clusteranalyse“ werden nur Basiseinheiten mit der kleinsten euklidischen Distanz im multivariaten Raum aggregiert, wenn ebenfalls eine räumliche Nachbarschaft in der Datenmatrix besteht (WOLF et al. 2009). Die dabei entstandenen Reliefeinheiten werden anschließend mit den zur Verfügung stehenden Rasterdaten zu Geologie, Boden und Landbedeckung verschnitten (Tabelle 6-2). Diese räumlichen Datensätze wurden bereits in Abschnitt 4.2 bis 4.6 vorgestellt. Zusätzlich wurde dem Bodenraster zuvor die maximale Ausdehnung der Überflutung aus den Landsatdaten aufgeprägt (Abb. A-5). Diese wurde mittels des zur Validierung vorgesehenen Desert Flood Index (DFI) auf Basis von Landsatdaten berechnet und wird genauer in Abschnitt 6.6.1 beschrieben. Diese Zusatzinformation ist notwendig, um Geländekanten (Abb. 6-3) in den HRUs bzw. an deren Grenzen zu repräsentieren.

Tab. 6-2: Eingangsdaten für die HRU-Ableitung

Dataset	Description	Source	Spatial Resolution	Format	Primary relevance
DEM	SRTM-DEM	USGS	130 x 130 m (orig. 90 m)	Raster	derivation of primary & secondary relief attributes for HRU parameterization
Soil	HWSD (SOTERSAF) + field survey	FAO	1:2 Million	Raster	Soil texture, model and HRU parameterization
Geology	Angola geology & mineral resources map	USGS library	1:300 000	Raster	Model and HRU parameterization
Land cover	Classification based on Landsat	USGS	30 x 30 m	Raster	HRU parameterization
Flood map	DFI based on Landsat	USGS	30 x 30 m	Raster	HRU parameterization, validation



Abb. 6-3 Geländekante nahe Kalabo welche die Überflutungsebene von höheren Bereichen abgrenzt

Diese kurzen Hänge, an die sich beidseitig Ebenen anschließen, sind zwar in Ableitungen des Geländemodells zu erkennen, werden aber aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung im folgenden Generalisierungsschritt häufig eliminiert. Die Überflutungsflächen hingegen sind größer, homogener und immer durch die ansteigende Geländehöhe am Hangfuß begrenzt. In der Folge werden HRUs in denen sich tiefere und höhere Geländehöhen mischen vermieden. Dies ist in der angestrebten Überflutungsmodellierung von zentraler Bedeutung, da deren Ausbreitung im Wesentlichen von der Geländehöhe abhängt.

Die angesprochene Generalisierung des HRU-Flächenmusters erfolgte mit der Methode „ähnlichster von vier Nachbarn“ und einer festgelegten HRU-Mindestgröße von 100 ha, wobei die Konturen der in den Boden eingebrannten Überflutungsflächen von der Generalisierung ausgenommen wurden, um die zuvor angesprochenen Geländekanten zu erhalten. In einem zweiten Generalisierungsschritt wurden dann nur innerhalb der Überflutungsflächen Modelleinheiten von weniger als 50 ha Größe ihren ähnlichsten Nachbarn zugewiesen. Im Ergebnis entstanden so 11301 HRU-Flächen, die wie im Ausschnitt von Abb. 6-4 zu erkennen, den verschiedenen hydrologischen Eigenschaften der Landschaft im USG gerecht werden.

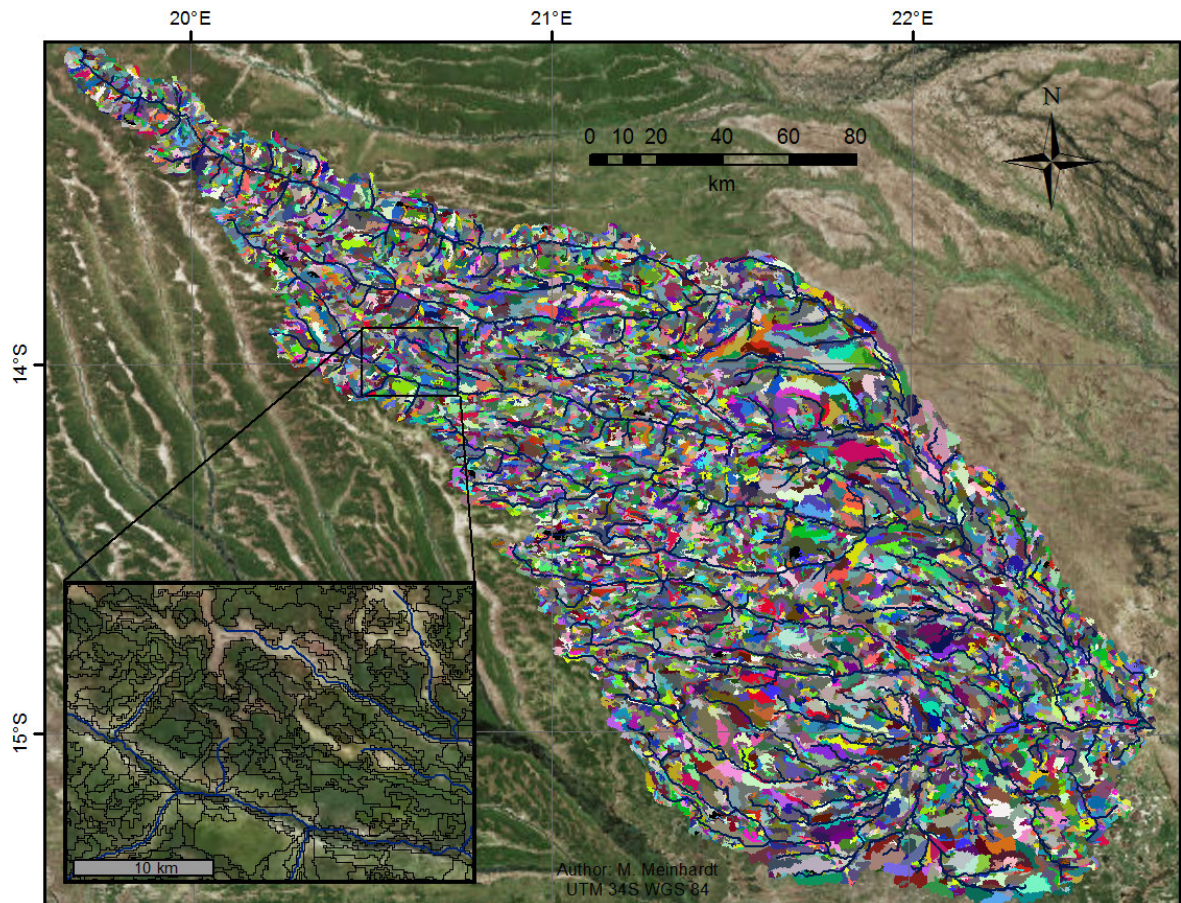


Abb. 6-4: Im Ergebnis der Ableitung von Modelleinheiten stehen 11301 HRUs

Entsprechend dieser Eigenschaften und den vom Modellsystem benötigten Eingangsdaten wurden die HRUs mit den Attributen in Tab. 6-3 versehen. Dabei wird mit einer ID für jede Boden-, Landbedeckungs- und Geologiekategorie auf die jeweilige Parameterdatei verwiesen, welche die hydrologischen Eigenschaften dieser Klassen genauer definiert.

Die erforderlichen Parameter für die vordefinierten Landbedeckungsklassen des J2000 (Tab. 6-4) wurden ursprünglich für ein Testeinzugsgebiet in Thüringen bestimmt. Aus diesen Grund mussten die Parameter auf die ökologischen Verhältnisse im USG angepasst werden. Neben Vegetationsinformationen aus der Literatur (GEIGER et al. 1995; FANSHAW 2010; TIMBERLAKE 2000; VERBOOM & BRUNT 1970a & 1970b) gaben auch die Feldkampagnen im März/April und September/Oktobre einen Einblick in die Verbreitung von verschiedenen Vegetationstypen (vgl. Abschnitt 4.5) und trugen zum Verständnis der Vegetationszyklen bei.

Tab. 6-3: HRU Parameterinformationen

parameter	description
ID	HRU ID
x	easting of the centroid point (Longitude in UTM)
y	northing of the centroid point (Latitude in UTM)
tezg	ID subcatchment
elevation	mean elevation (m asl)
area	area (m ²)
type	drainage type: HRU drains in HRU (2), HRU drains in channel part (3)
to_poly	ID of the underlying HRU
to_reach	ID of the adjacent channel part
slope	slope
aspect	aspect
flowlength	flow length
slopelength	slope length
soilID	ID soil class
landuseID	ID land use class
hgeolID	ID (hydro-)geologic class

Tab. 6-4: Parameterinformationen der Landbedeckung

parameter	description
LID	land use ID
albedo	albedo (%)
RSC0_1	minimum surface resistance for water-saturated soil in January
...	February to November
RSC0_12	minimum surface resistance for water-saturated soil in December
LAI_d1	leaf area index (LAI) at the beginning of the vegetation period
...	second and third quarter
LAI_d4	leaf area index (LAI) at the end of the vegetation period
effHeight_d1	effective vegetation height at the beginning of the vegetation period (m)
...	second and third quarter
effHeight_d4	effective vegetation height at the end of the vegetation period (m)
rootDepth	root depth (m)
sealedGrade	sealed grade

Für die Parametrisierung der Geologie nötige Daten sind in Tab. 6-5 aufgelistet. Die maximale Speicherkapazität pro Tag von RG1 und RG2 kann dabei für die jeweiligen Gesteine (vgl. Abschnitt 4.6) mit üblichen Werten aus der Literatur und anderen Modellen in der Region beziffert werden (MACDONALD et al. 2012). Weiterhin müssen die Speicherkoeffizienten RG1_k und RG2_k gesetzt werden um die Dynamik dieser Speicher zu steuern. Eine grobe Orientierung dazu wird in SCHWARZE et al. (1999) gegeben. Dabei

ist besonders das Größenverhältnis der Koeffizienten zueinander von Bedeutung, da die generelle Dynamik auch später durch Kalibrationsparameter im Modell gesteuert werden kann.

Tab. 6-5: Parameterinformationen der Geologie

parameter	description
GID	geology ID
RG1_max	maximum storage capacity of the upper (RG1) ground-water reservoir (mm/day)
RG2_max	maximum storage capacity of the lower (RG2) ground-water reservoir (mm/day)
RG1_k	storage recession coefficient of the upper ground-water reservoir (days)
RG2_k	storage recession coefficient of the lower ground-water reservoir (days)

Der Parametrisierung der Böden kommt eine zentrale Rolle zu, da sie die wichtige Speicherkomponente im Modellsystem darstellen. Die Bodenkarte aus Abschnitt 4.4 wurde dabei mit Profilinformatoren der Harmonized World Soil Database (FAO 2012) parametrisiert. Zusätzlich waren auch wenige Profildaten in der SOTERSAF (Soil and Terrain Information for the Southern African Region; DIJKSHOOM 2003) verfügbar, und es wurden die während der Feldarbeit entnommenen Bodenproben analysiert (Abb. A-1; Tab. A-1). Aus den Bodenprofilen der genannten Quellen wurden Daten zur Lagerungsdichte und Korngrößenverteilung genutzt, um mit Hilfe der Bodenkundlichen Kartieranleitung die Feldkapazität der Böden sowie weitere benötigten Daten in Tab. 6-6 zu parametrisieren (AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN 2005). Außerdem wurde die dem Bodenraster aufgeprägte maximale Ausdehnung der Überflutung entsprechend anders parametrisiert, da in diesen Bereichen etwas feinkörnigeres Material anzutreffen ist.

Tab. 6-6: Parameterinformationen der Böden

parameter	description
SID	soil type ID
depth	thickness of soil
cap_rise	capillary ascension
aircap	air capacity representing excess water in a Large Pore Storage (LPS)
fc_sum	useable field capacity representing a Middle Pore Storage (MPS)
fc_1 ...22	useable field capacity per decimeter of profile depth

6.2.4 Ableitung und Parametrisierung der Fließgewässersegmente

Die Ableitung des Gewässernetzes erfolgte ebenfalls in AMeLie-HRU (PFENNIG 2016). Der dabei zu bestimmende Schwellenwert für die Abflusskonzentration, das heißt, der Wert ab dem ein Gerinne simuliert wird, wurde auf 2000 ha und die minimale Strahler-Ordnung der Gewässersegmente auf eins gesetzt (STRAHLER 1952). Dieser relativ hohe Wert zeigte im Zuge der visuellen Validierung mit Satellitendaten aus Google Earth die beste Übereinstimmung und wird damit den sandigen Böden gerecht. Weiterhin erzeugt AMeLie-HRU eine Datei mit Parameterinformationen für jedes Fließgewässersegment (Tab. 6-7). Diese Daten werden später vom Modellsystem im Routingmodul benötigt, um die Fließvorgänge im Gerinne über einen kinematischen Wellenansatz und die Berechnung der Fließgeschwindigkeit nach Manning und Strickler abzubilden (JIRKA & LANG 2009).

Tab. 6-7: Parameterinformationen der Gewässerabschnitte

parameter	description
ID	channel part ID
length	Length (m)
to-reach	ID of the underlying channel part
slope	Slope (%)
rough	roughness value according to Manning
width	width (m)
height	elevation (m asl)
deepening	deepening (m)

Für die im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Modellerweiterung für Überflutungsflächen (Abschnitt 6.3) war eine Erweiterung der Parameter und eine Anpassung an lokale Gegebenheiten nötig. Der Parameter Gewässerbreite (width in Tab. 6-7) wird in AMeLie-HRU über eine Potenzfunktion bestimmt, was in einem Großteil der Einzugsgebiete passend erscheint (MONTGOMERY & GRAN 2001; PFENNIG 2016), erweist sich in den sandigen Überflutungsebenen des Luanginga als ungünstig. Unterstützend erfolgte die Berechnung einer empirischen Beziehung zwischen Fließakkumulation und Messungen des Gewässerquerschnitts aus Google Earth Satellitendaten (Abb. 6-5). Dazu wurden nur Aufnahmen während der Niedrigwasserperiode von August bis Oktober genutzt. Die Punkte wurden dabei so ausgewählt, dass möglichst wenig störende Ufervegetation vorhanden und ein eindeutiger Hauptstrom zu erkennen war. Aufgrund dieser Kriterien konnten in einem Teil der Hauptüberflutungsebene keine Messungen durchgeführt werden. In der Folge existieren sehr wenige Beobachtungen für eine Gewässerbreite über 20 m,

was zu einer größeren Unsicherheit in diesem Bereich führt. Der Messpunkt mit einer Breite von 110 m befindet sich hingegen am Pegel in Kalabo und wurde im Gelände validiert. Im Ergebnis zeigt die Regression von Gewässerbreite und Fließakkumulation in Abb. 6-6, dass eine lineare Funktion den Zusammenhang besser beschreibt als eine Potenzfunktion. Im USG ist dieser Zusammenhang nicht wie üblich exponentiell, da das Gerinne nicht dafür ausgelegt ist, die Abflüsse während der Regenzeit vollständig abzuführen, sondern nur den Niedrig- bis Normalabfluss. Die Segmente sind folglich im Unterlauf nicht so breit, da es jährlich zu einer Überflutung kommt. Folglich wurde diese Gleichung benutzt, um für jedes Fließgewässersegment eine Breite zu berechnen.

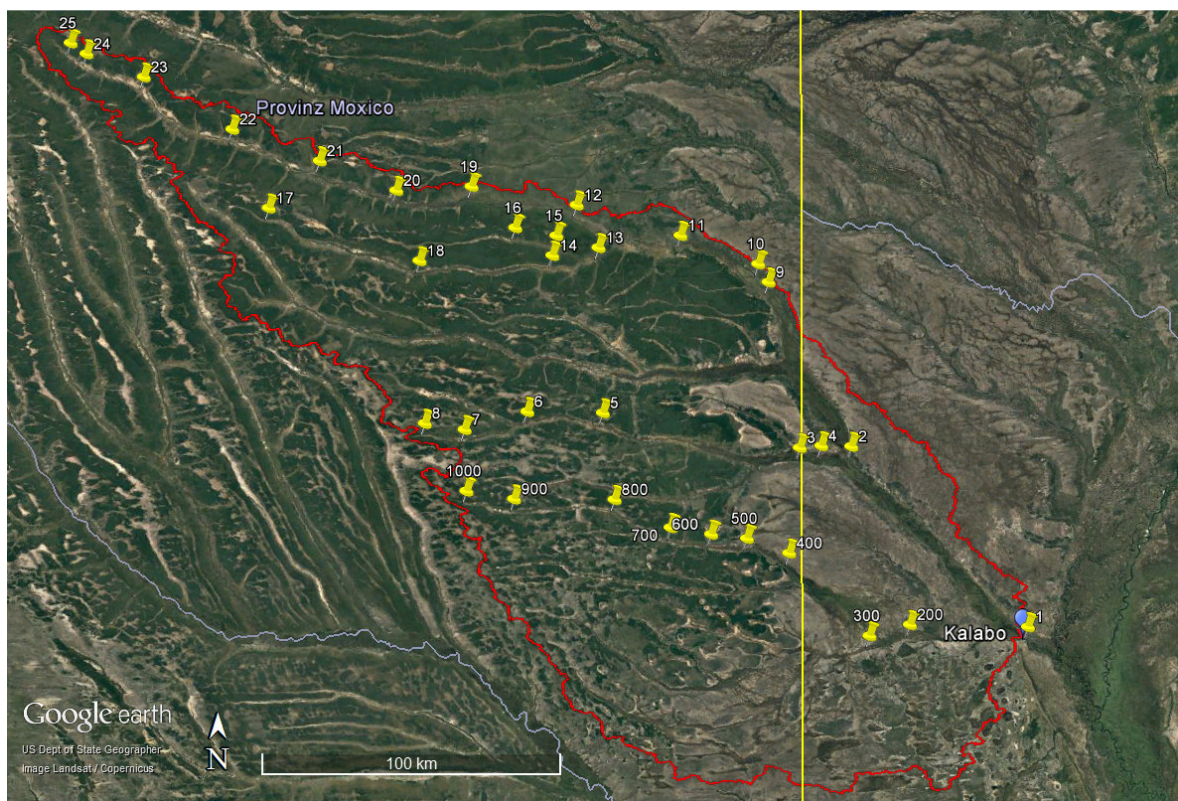


Abb. 6-5: Gewählte Punkte zur Messung der Gewässerbreite auf Basis von Google Earth Satellitendaten

Zusätzlich musste der Parameter Eintiefung neu eingeführt werden (deepening in Tab. 6-7), um im Überflutungsmodul berechnen zu können, ab welchem Wasserstand ein Fließgewässersegment ausufert. Dazu wurde während der Geländekampagne (Luanginga Stromaufwärts) im März 2015 beobachtet, dass die Ausuferung in der Hauptüberflutungsebene etwa bei einem Pegelstand von 2 m (Kalabo) beginnt. Der Wasserstand kann im Modell als einzige Unbekannte in einer Gleichung aus Breite, Länge und Wasservolumen für jedes Gewässersegment berechnet werden. Um die Eintiefung schließlich zu bestimmen wurde bei einem modellierten Pegelstand von 2 m der

Wasserstand von jedem Gewässersegment herausgeschrieben und folglich als Parameterwert für die Eintiefung angenommen.

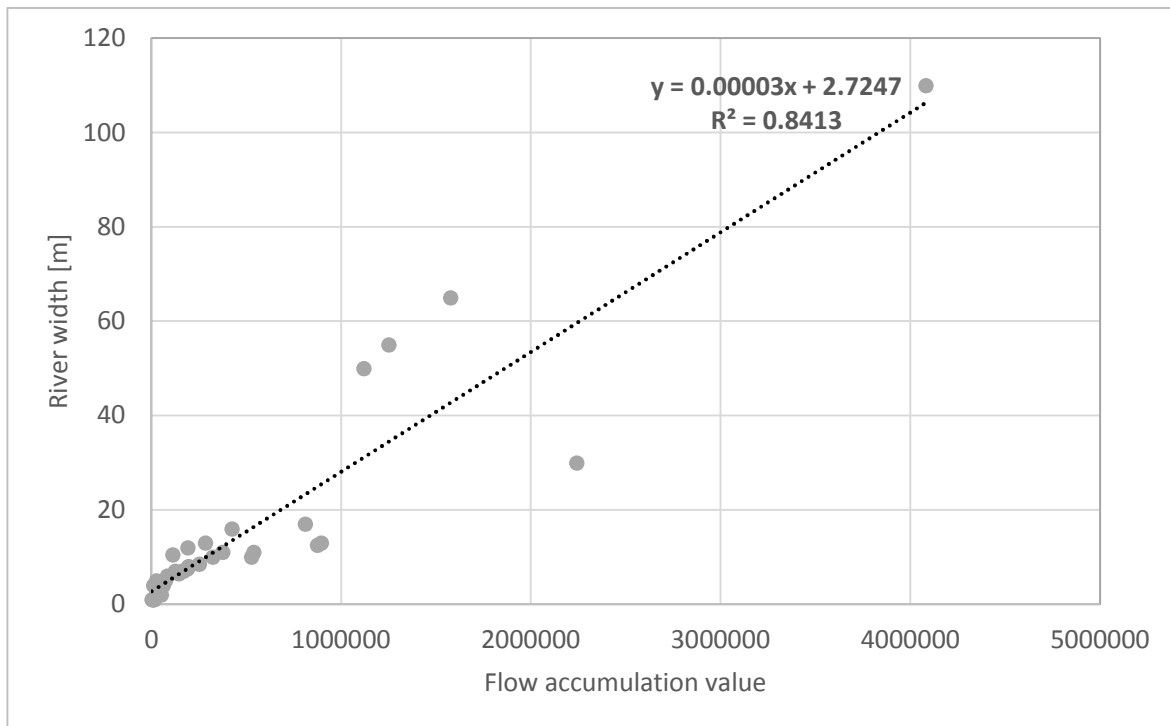


Abb. 6-6: Regression der empirischen Beziehung von Gewässerbreite und Fließakkumulation (SRTM 90m)

Weiterhin mussten die Fließgewässersegmente vereinzelt werden, damit in ein Segment jeweils nur eine HRU sowie die ihr topologisch verknüpften entwässern (discrete reaches). Standardmäßig wird das Fließgewässer nur dort segmentiert, wo ein weiteres Segment zuströmt. Dies führt aber zu der Problematik, dass in lange Fließgewässersegmente sehr viele HRUs aus verschiedenen Richtungen entwässern, was wiederum die Verteilung des Wassers in der Überflutungskomponente verkomplizieren würde. Im Ergebnis entstanden so 4768 Segmente mit einer Länge von 130 bis 11926 m (Mittelwert 1270 m, Median 757 m).

6.3 Entwicklung der Überflutungskomponente

Ziel war eine Erweiterung des Modellsystems J2000 hin zu einem J2000-Flood. Dazu ist es nötig eine Komponente zu entwickeln, welche die hydrologischen Prozesse von Überflutungsflächen im ursprünglichen Modellsystem J2000 repräsentiert. Das heißt,

neben der Überflutung selbst muss auch die Interaktion dieses Wassers mit den Böden Beachtung finden (Evapotranspiration, Infiltration und Abfluss). Wassermengen, die im J2000 zuvor einem Flussegment zugeführt wurden, standen bisher stromabwärts nicht mehr zur Verfügung, um HRUs zu überfluten, sondern wurden einfach zum Auslass geroutet. In der Konsequenz kam es vor, dass viele Gebiete im Oberlauf eine vergleichsweise höhere Bodenfeuchte hatten, als die Überflutungsebene selbst, da auf diesen Flächen nicht genug Wasser zur Verfügung stand, um die Böden dauerhaft feucht zu halten oder gar zu überstauen.

Die Überflutungskomponente wurde dabei mittels eines relativ einfachen Ansatzes entwickelt. Das heißt, es wurden keine komplexen hydraulische Strömungsgleichungen implementiert, sondern vielmehr wird mittels eines konzeptionellen Ansatzes das „überschüssige“ Wasser aus den Flussegmenten auf potentielle Überflutungsflächen verteilt.

Der Vorteil dieses Ansatzes, im Vergleich zu hydraulischen Modellen (YUAN & KAISER 2011; PRAMANIK et al. 2010; YANG et al. 2006) ist darin begründet, dass weniger Eingangsdaten zur Gewässerbeschaffenheit benötigt werden und ein solches Modell somit wesentlich einfacher zu parametrisieren ist. Dies ist gerade in datenarmen Gebieten, wie im USG, ein großer Vorteil. In der Folge ist auch eine schnellere und einfachere Anwendung dieser Entwicklung auf andere Flusseinzugsgebiete gewährleistet.

Nachfolgend werden alle Anpassungen und Prozesse beschrieben, die in das Modellsystem J2000 implementiert wurden, um eine Überflutung abzubilden. Programmtechnische Details zur Anpassung des J2000 hin zum J2000-Flood, wurden als Anleitung im ILMSWIKI (2017) veröffentlicht.

Beginnend muss für diesen konzeptionellen Ansatz die potentielle Richtung einer Überflutung bestimmt werden, welche im Modellsystem vom Gewässer ausgehend die Tiefenlinien füllt. Technisch betrachtet breitet diese sich von jedem Gewässersegment in höher gelegenes Terrain aus. Strömungen, sowie hydrodynamische Gegebenheiten, werden dabei nicht berücksichtigt, nur der Wasserstand im Vergleich zur Umgebung wird betrachtet. Das Fließen (Routing) des Wassers entlang der Gewässersegmente (stromabwärts) ist davon unberührt. Das heißt, außerhalb von jedem Gewässersegment breitet sich die Überflutung entgegen der eigentlichen Fließrichtung im jeweiligen Teileinzugsgebiet aus bzw. kann mit den HRUs interagieren und somit wieder zurück fließen (Abb. 6-7). Dazu muss bereits beim Einlesen der Modelleinheiten eine bidirektionale Beziehung zwischen den Entitäten hergestellt werden. Diese wird in einer

Liste gespeichert und steht der eigentlichen Überflutungskomponente (Abb. A-4) zur Verfügung.

Im ersten Schritt dieser Komponente werden die HRUs dieser Liste teileinzugsgebietsweise nach ihrer Höhe über dem Meeresspiegel sortiert. Das heißt, jedem Gewässerabschnitt ist genau ein Teileinzugsgebiet (z.B. SubBasin 2 in Abb. 6-7) zugewiesen, in dem die Richtung und Reihenfolge der Überflutung durch die Höhe der HRUs bestimmt wird. Durch die in Abschnitt 6.2.4 beschriebenen „discrete reaches“ wird gewährleistet, dass in jeden Gewässerabschnitt maximal ein Teileinzugsgebiet entwässert, was die folgenden Berechnungen zur Verteilung des Wassers auf die Überflutungsflächen erleichtert.

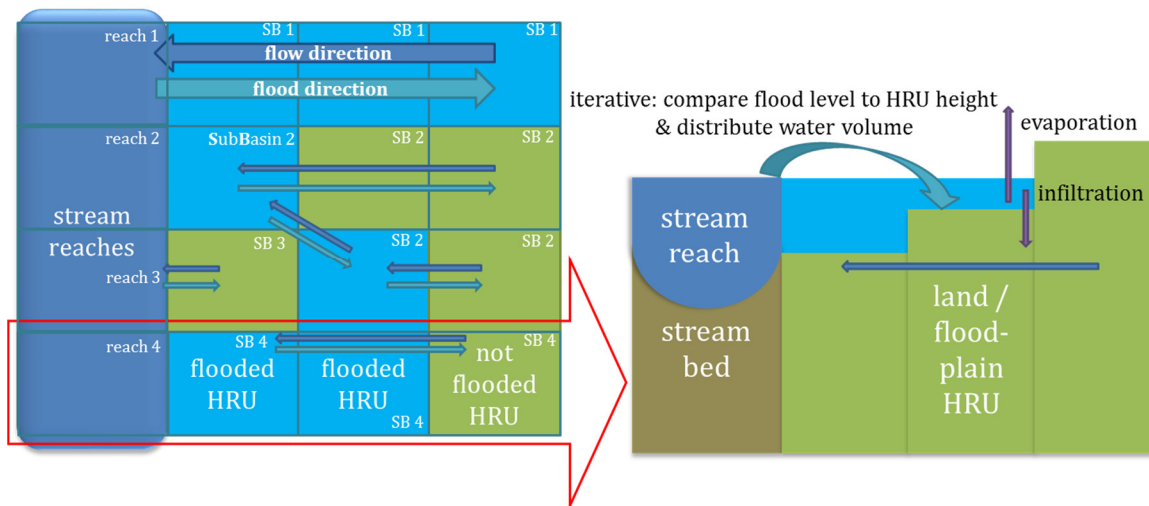


Abb. 6-7: Schematische Darstellung von im J2000-Flood implementierten Überflutungsprozessen in Draufsicht (links) und Profilsicht (rechts)

Dazu muss im ersten Schritt für jeden Gewässerabschnitt bestimmt werden, wieviel Wasser pro Zeitschritt überhaupt zur Verfügung steht. Basis dafür ist die Verortung der Überflutungskomponente (Programmcode Abb. A-4) im Modellkontext des Routingmoduls. Die Berechnungen werden dabei pro Modellzeitschritt, iterativ von jedem Gewässerabschnitt ausgehend durchgeführt. Dazu wird zuerst der Wasserstand im *reach* berechnet, sowie dessen Eintiefung subtrahiert:

$$(1) \text{ floodLevel [m]} = \frac{\frac{\text{waterVolume [l]}}{1000}}{\frac{\text{reachLength [m]}}{\text{reachWidth [m]}}} - \text{deepening [m]}$$

Wenn der resultierende Wert von *floodLevel* größer Null ist, ergibt sich eine Überflutung auf die topologisch benachbarte HRU, falls diese relativ zum *floodLevel* niedriger liegt:

$$(2) \text{ flood HRU if } (floodLevel [m] + reachHeight [m asl]) > hruHeight [m asl]$$

Anschließend wird das aktuelle *floodLevel* auf der überfluteten Fläche berechnet und dehnt sich in dieser Form iterativ über die nach Höhe sortierten HRUs aus, solange diese relativ zum aktuellen *floodLevel* niedriger liegen (Abb. 6-7):

$$(3) \text{ floodLevel HRU } [m] = \frac{floodVolume [m^3]}{floodArea [m^2]}$$

Technisch betrachtet wird die Überflutung auf den HRUs als Muldenrückhalt behandelt und steht somit den Verdunstungs-, Versickerungs- sowie Abflussprozessen zur Verfügung. Dabei ist zu beachten, dass im Falle einer Überflutung manche Bodenkalisationsparameter für betroffenen HRUs anders gesetzt werden müssen (Vgl. Tab. 6-8). Vor allem der Muldenrückhalt und der Retentionskoeffizient des Oberflächenabflusses mussten angepasst werden, um die Geschwindigkeit mit der das Wasser in die Gewässerabschnitte zurückfließt zu steuern. Dies wurde dynamisch mittels einer Abfrage realisiert, welche in jedem Zeitschritt prüft, ob eine HRU eine Überflutung aufweist und folglich den passenden Satz Bodenkalisationsparameter anwendet.

Zusätzlich wurde auch im Bodenwassermodul eine Anpassung an die Gebietscharakteristik vorgenommen. Somit wird der Muldenrückhalt für HRUs mit einer Hangneigung größer zwei Grad, um die Hälfte reduziert.

6.4 Kalibrierung

Die Kalibrierung dient dazu, den optimalen Parametersatz zu ermitteln, mit dem das bestmögliche Modellergebnis erzielt werden kann (GAUME et al. 1998). Um die Parameterwerte entsprechend bestimmter Gütekriterien anzupassen, erfolgt die Kalibrierung gegen vorliegende Messdaten (JANSEN & HEUBERGER 1995; LENHART et al. 2002). Meist existieren mehrere Parametersätze, die ähnlich gute Simulationsergebnisse erzielen. In diesem Zusammenhang spricht man auch von Zielgleichheit, der sogenannten

Äquifinalität (BEVEN & BINLEY 1992; TODINI 2007). Zum Teil ist diese durch Parameterinteraktionen bedingt, welche die Kalibrierung zusätzlich erschweren (GAUME et al. 1998). Um diesen Effekt der Äquifinalität zu bewerten, kann die Entwicklung der Parameter während der Autokalibration verfolgt werden. Im Allgemeinen sollten Parameter die hydrologische Prozesse repräsentieren, unabhängig von Modell und Eingangsdaten zu einem eindeutigen Optimum konvergieren (KNOCHÉ et al. 2014). Sofern einschätzbar, kann auch die Wahl von realistischen Wertebereichen der Parameter die Äquifinalität reduzieren.

Geeignete Parametersätze können sowohl manuell als auch automatisch ermittelt werden (VAN LIEW et al. 2005; NDIRITU 2009). Dabei werden zur manuellen Kalibrierung nach dem „trial & error“ Prinzip einzelne Parameter verändert, bis die Simulation den Messwerten entspricht. Aufgrund des erhöhten Zeitaufwandes und der Abhängigkeit von subjektiven Erfahrungen, Einschätzungen und Entscheidungen, ist diese Methode nur bei einer geringen Anzahl von Parametern zu empfehlen (JANSEN & HEUBERGER 1995). Die automatische Kalibrierung ist hingegen durch die Anwendung mathematischer Optimierungsverfahren weniger zeitaufwendig, aber im Vergleich deutlich rechenintensiver. Weiterhin können komplexe identifizierbare Probleme objektiv gelöst sowie reproduzierbar Ergebnisse bereitgestellt werden (FISCHER 2013).

In der vorliegenden Arbeit waren 32 Parameter zu kalibrieren (Tab 6-8). Die Anzahl ist hier höher als bei vergleichbaren J2000-Modellen in schneefreien Gebieten (GÖHMANN et al. 2015), da überfluteten Flächen zusätzlich ein eigener Satz an Bodenwasserparametern zugewiesen wird. Deshalb erfolgte die Kalibrierung des Modells automatisch mit OPTAS. Dabei handelt es sich um ein System zur Kalibrierung und Analyse hydrologischer Modelle, welches Sensitivitätsanalyse, Optimierung und Unsicherheitsanalyse abdeckt (FISCHER 2013). Die Optimierung der Parameterwerte fand für den Zeitraum 1.10.1958 – 1.10.1968 (inklusive zwei Jahren Einschwingzeit) bezüglich der Effizienzkriterien E1, E2, log_E2 und PBIAS statt (Beschreibung Effizienzkriterien siehe Abschnitt 6.6.2). Dabei wurde das NSGA-II Verfahren (Nondominating Sorting Genetic Algorithm II; DEB et al. 2002), eine Methode der multikriteriellen mathematischen Optimierung, zur Suche nach optimalen Parametersätzen angewendet. Ausgehend von 5000 Iterationen (Empfehlung FISCHER (2015)) wurden gleichzeitig mehrere Effizienzkriterien (E1, E2, log_E2, PBIAS, R²) optimiert, die verschiedene Aspekte des Hydrographen repräsentieren (Vgl. Abschnitt 6.6.2). Die Identifikation und Auswahl von Parameterkombinationen, das heißt relevanter Lösungen, welche unterschiedliche Gewichtungen der Effizienzkriterien darstellen,

erfolgte automatisch. Sie mussten im Anschluss manuell gesichtet und eingeschätzt werden.

Tab.6-8: Parameterwertebereich des finalen Kalibrationsumlaufs (Min-Max), Startwert und daraus resultierende Modellparameter

Parameters	Description	Min	Max	Start	Final value
INITIALISATION					
RG1	initial storage RG1 relative to max storage	0	1	0.06	0.04001
RG2	initial storage RG2 relative to max storage	0	1	0.06	0.02527
ACAdaptation	multiplier for air capacity (large pores)	0.7	1.3	2.5	1.296
FCAdaptation	multiplier for field capacity (middle pores)	0.7	1.3	2.5	1.284
GROUNDWATER MODULE					
gwCapRise	capillary rise coefficient	0.2	1	0.5	0.2691
gwRG1Fact	adaptation for RG1 flow	1	5	2.7	1.968
gwRG1RG2dist	RG1-RG2 distribution coefficient	0.5	5	0.15	0.6391
gwRG2Fact	adaptation for RG2 flow	3	10	5.2	3.172
INTERCEPTION MODULE					
a_rain	interception storage for rain	0.15	3	0.45	0.2004
SOIL MODULE FLOOD					
soilConcRD1	recession coefficient overland flow	2	5	4.7	2.695
soilConcRD2	recession coefficient interflow	2	10	9.5	8.699
soilDiffMPSLPS	MPS-LPS diffusion coefficient	0.1	5	0.9	0.1072
soilDistMPSLPS	MPS-LPS distribution coefficient	3	10	7.2	5.718
soilLatVertLPS	lateral vertical distribution coefficient	0.5	10	7.8	4.153
soilLinRed	linear reduction co-efficient for AET	0.2	1	0.6	0.483
soilMaxDPS	maximum depression storage	5	1500	91	201.9
soilMaxInfSummer	maximum infiltration in summer	80	200	158	166.4
soilMaxInfWinter	maximum infiltration in winter	40	200	100	43.97
soilMaxPerc	maximum percolation rate	0.4	20	4.1	1.356
soilOutLPS	outflow coefficient for LPS	0.3	5	1	2.876
SOIL MODULE					
soilConcRD1	recession coefficient overland flow	1	5	4.3	4.034
soilConcRD2	recession coefficient interflow	3	10	6.3	9.59
soilDiffMPSLPS	MPS-LPS diffusion coefficient	0	10	0.01	0.002203
soilDistMPSLPS	MPS-LPS distribution coefficient	0.01	10	6.96	0.4957
soilLatVertLPS	lateral vertical distribution coefficient	0.8	10	1.17	0.8368
soilLinRed	linear reduction coefficient for AET	0.4	1	1	0.9561
soilMaxDPS	maximum depression storage	0.3	8	3	2.872
soilMaxInfSummer	maximum infiltration in summer	100	200	160	100.7
soilMaxInfWinter	maximum infiltration in winter	100	200	156	155.1
soilMaxPerc	maximum percolation rate	0.5	20	9.6	5.595
soilOutLPS	outflow coefficient for LPS	0.3	5	1.5	1.935
REACH ROUTING					
flowRouteTA	flood routing coefficient	1.5	2.8	2.71	2.553

Dabei zeigte sich zu Beginn häufiger, dass Parameter an ihre zuvor gesetzten Schranken (Wertebereich) stoßen, was entweder an unpassender Ausdehnung dieser liegt oder eine Folge von Unsicherheiten aus der HRU-Parametrisierung sein kann (Abschnitt 6.2.3). Ferner kann dies auch Ausdruck von strukturellen Schwächen im Modell sein, z.B. eine Kompensation nicht ausreichend repräsentierter Prozesse durch extreme Parameterwerte anderer Prozesse (POULIN et al. 2011). Mit Hilfe der Kenntnisse aus der Sensitivitätsanalyse (Abschnitt 6.5) wurden verschiedene Wertebereich getestet und es erfolgte teilweise eine Anpassung der HRU-Parametrisierung. Insgesamt wurden 20 Optimierungen mit je 5000 Modelliterationen durchgeführt. Um jeweils 50 Iterationen parallel ausführen zu können wurden die Rechner-Cluster des Lehrstuhls für Geoinformatik genutzt. Hätte man alle Iterationen der 20 Umläufe einzeln hintereinander ausgeführt, hätte dies bei einer Modelllaufzeit (Kalibrationsperiode) von ca. vier Minuten, etwa 40 Wochen in Anspruch genommen. Die Wertebereiche des initialen Umlaufs wurden nach den Empfehlungen in FISCHER (2013) gesetzt und ohne Startwerte verwendet. Weiterhin sind die allgemeinen erlaubten Wertebereiche der Parameter in Tab. A-3 aufgeführt. Die Startwerte und die Wertebereiche der Parameter, die für den letzten Umlauf definiert wurden sowie dessen Ergebnisse, die in der finalen Modellparametrisierung Verwendung fanden, sind in Tab. 6-8 dargestellt.

6.5 Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse

Die Sensitivitätsanalyse wird in der vorliegenden Arbeit zur Quantifizierung des Einflusses einzelner Parameter auf das Modellergebnis angewendet. Daraus resultiert ihr Nutzen zur Modellkalibrierung sowie zur Bewertung von Modellunsicherheiten (KRAUSE et al. 2009). Die Sensitivität selbst beschreibt, wie stark sich die Änderung einer Eingabe (z.B. eines Parameters) in Bezug zur Änderung einer Ausgabe (z.B. eines Effizienzkriteriums) auswirkt (MCCUEN 1973; TANG et al. 2007). Ein Parameter wird schließlich als „sensitiv“ bezeichnet, wenn dessen Variation eine starke Änderung des Modellergebnisses bewirkt (UHLENBROOK 1999). Ferner wird zwischen globalen Multi-Parameter- und lokalen Einzel-Parameter-Sensitivitätsanalysen unterschieden (SALTELLI et al. 2000). Letztere beschreibt den Einfluss der Änderung eines einzelnen Parameters, während die übrigen Modellparameter konstant gehalten werden (MELCHING & YOON 1996; UHLENBROOK 1999). Diese Methode war in der Vergangenheit sehr populär, da nur wenige

Modellumläufe und somit Rechenzeit benötigt wird (VAN GRIENSVEN et al. 2006). Mittels einer Multi-Parameter-Sensitivitätsanalyse kann hingegen der gesamte Parameterraum betrachtet werden, das heißt eine Vielzahl unterschiedlicher Parameterkombinationen kann getestet werden, wodurch ebenfalls Parameterinteraktionen detektierbar sind (MULETA & NICKLOW 2005, KRAUSE et al. 2009).

In der vorliegenden Arbeit wurde eine Multi-Parameter-Sensitivitätsanalyse mittels einer Monte-Carlo-Analyse durchgeführt (FISCHER 2013; KALOS & WHITLOCK 2009). Dazu wurden mittels Monte-Carlo-Simulation 2000 Modellrealisationen, in denen alle 32 Parameter zufällig im Wertebereich aus Tab. 6-8 variiert wurden, in OPTAS durchgeführt. Weiterhin wird durch diese von FISCHER (2013) entwickelte Software für jeden Parameter die Sensitivität als relatives Maß ausgegeben.

Zusätzlich existiert gerade aufgrund der entfernten Lage der Klimastationen eine größere Unsicherheit in den meteorologischen Eingangsdaten. Um zu prüfen, wie sensitiv das Modell auf eine Abweichung der Eingangsdaten reagiert, wurden die Zeitreihen von Niederschlag und Temperatur jeweils systematisch um $\pm 10\%$ bzw. $\pm 5^\circ\text{C}$ variiert. Für Temperatur musste die absolute Abweichung gewählt werden, da dieses Merkmal in $^\circ\text{C}$ intervallskaliert ist. Diese Wertebereiche liegen im Bereich der von den vorgestellten REMO-Daten bis zum Ende des Jahrhunderts prognostizierten Änderungen (Vgl. Abschnitt 5.4). In der Folge können mit dieser Datenunsicherheitsanalyse zusätzlich Aussagen über die Sensitivität der einzelnen Klimaparameter Niederschlag und Temperatur getroffen werden. Weitere Unsicherheiten, die sich aus den verwendeten Daten ergeben und das Modellergebnis beeinflussen könnten, werden in Abschnitt 8.2 diskutiert.

6.6 Validierung

Die folgenden beiden Abschnitte behandeln die Validierung des zuvor beschriebenen Modells. Dabei wird in Abschnitt 6.6.1 die Validierungsmethodik für die räumliche Ausdehnung der simulierten Überflutung beschrieben. Nachfolgend sollen verschiedenen Effizienzkriterien aufgezeigt werden, die zur Validierung des Abflusses am Pegel in Kalabo zur Anwendung kommen (Abschnitt 6.6.2).

6.6.1 Räumliche Validierung mittels Fernerkundungsdaten

Wie in Abschnitt 2.4 aufgezeigt wurde, eignen sich optische Fernerkundungsdaten um Wasserflächen zu detektieren. In der Folge soll auf diese zurückgegriffen werden, um die beschriebene Modellentwicklung, also die simulierte Ausdehnung der Überflutungsflächen zu validieren. Dazu wurden im ersten Schritt MODIS Überflutungskarten auf Plausibilität geprüft (Near Real-Time (NRT) Global Flood Mapping Product; NIGRO et al. 2014). Dabei zeigte bereits eine erste Sichtung der Daten, dass die Ausdehnung der realen Überflutung im USG systematisch unterschätzt wurde. In der Hauptüberflutungsebene wurden jährlich im März/April kaum überflutete Flächen ausgewiesen. Ursachen dafür sind wahrscheinlich neben der geringen räumlichen Auflösung von 250 m auch Vegetation, die zwar überflutet ist, aber meist immer noch aus dem Wasser herausragt. Um die Auflösung zu erhöhen wurden verschiedene Landsatdatensätze (30 m) verwendet und auf diese Algorithmen zur Detektion von Wasser angewendet. Im Vergleich zwischen Modified Normalized Difference Water Index (MNDWI) und Desert Flood Index (DFI) zeigt sich, dass letzterer die Wasserflächen besser von brachen Flächen und auch Vegetation abgrenzen kann (BAIG et al. 2013). Auch in der direkt angrenzenden Barotse Überflutungsebene zeigt eine Studie in Kooperation mit der UNZA (University of Zambia), dass der DFI ein geeignetes Maß ist (ZIMBA et al. 2017). Definiert ist er als:

$$(4) \quad DFI = \frac{pGreen - pSWIR + 0.1}{(pGreen + pSWIR)(NDVI + 0.5)}$$

$$(5) \quad NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{Red}}{\rho_{NIR} + \rho_{Red}}$$

Dabei steht der NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) im Nenner (Gleichung 5), um den Einfluss der Vegetation auf die DFI-Werte zu minimieren. Der Wert 0.5 wird addiert um den Wertebereich des DFI nicht zu stark zu verändern, falls der NDVI von Wasserpixeln Null oder leicht negativ ist. Die Addition von 0.1 im Zähler wurde durch eine große Anzahl von experimentellen Beobachtungen ermittelt (BAIG et al. 2013).

Im Zuge der Validierung wurde vor allem versucht, Landsatszenen während der höchsten Überflutung im März und April zu bekommen (Tab. 6-9). Um das USG abzudecken, waren dafür 3 Szenen notwendig. Vor 1989 waren für das Gebiet keine Daten verfügbar. Problematisch war teilweise die hohe Wolkenbedeckung in manchen Szenen. War diese

nur gering ausgeprägt oder vor allem im Oberlauf vertreten, wurden die Wolken später ausmaskiert. Um dieses Problem zu umgehen wurde zusammen mit dem DLR und anderen Partnern im SASSCAL Projekt ein Antrag zur kostenlosen wissenschaftlichen Nutzung von Terra-SAR-X Daten gestellt. Die Verfügbarkeit im USG und in der benachbarten Überflutungsebene war allerdings nicht flächendeckend und zeitlich inkonsistent, sodass die SAR Daten nur zur Validierung der optischen Fernerkundungsdaten genutzt wurden (MÜCK et al. 2015; ZIMBA et al. 2015).

Schließlich standen für diese Arbeit zur Validierung insgesamt 13 Zeitschritte mit vollständigen und brauchbaren Landsatzenen zur Verfügung (Tab. 6-9). Deren Vorprozessierung erfolgte analog zu den Landsatdaten der Landbedeckungsklassifikation (Vgl. Abschnitt 3.4.2). Die eigentliche Berechnung des DFI wurde schließlich nach Gleichung (4) in ArcGIS ausgeführt. Um daraus die Überflutungsfläche abzuleiten, wurde für jeden Zeitschritt manuell und durch visuelle Interpretation ein Grenzwert zur Trennung von Wasser und überflutungsfreien Pixeln bestimmt (Anh. 6-3). Ein einheitlicher Grenzwert konnte nicht festgelegt werden, da trotz der durchgeführten Vorprozessierung, die Reflektanzwerte bzw. Histogramme der einzelnen Szenen sich noch zu stark voneinander unterschieden.

Die DFI-Überflutungsfläche kann anschließend mit der modellierten Überflutung auf den HRUs verglichen werden, wobei eine HRU als überflutet angesehen wird, wenn das Wasser auf ihr höher als einen Millimeter steht. Mit dem Toolset symmetrische Differenz können beide Datensätze verschnitten werden, woraus sich die räumliche Übereinstimmung sowie Über- und Unterschätzung der Überflutung ergibt.

Werden die überfluteten HRUs aus dem Modell in ein Raster umgewandelt und direkt mit der DFI-Karte verglichen, kann eine ROC-Kurve (Receiver-Operating-Characteristics) ermittelt werden, welche die Modellgüte beschreibt. Bekannt ist diese Methode aus der Validierung von Hangrutschungsgefahrenkarten (LEE & PRADHAN 2007; BUI et al. 2012). Um ROC-Kurven zu berechnen, müssen zuerst die Pixelwerte der DFI-Karte absteigend sortiert und anschließend in 100 gleich große Klassen eingeteilt werden. Mit dem Toolset „Sample“ (ArcGIS) kann dann eine Tabelle ausgegeben werden, die zeigt, wie die überfluteten HRU Pixel in den Klassen verteilt sind. In Abbildung 7-12 ist diese Überflutungspixelverteilung kumuliert auf der Y-Achse gegenüber den 100 absteigend sortierten Klassen auf der X-Achse dargestellt. Beispielsweise ist zu erkennen, dass im April 1992 10 % der höchsten DFI-Werte ca. 80 % aller Überflutungspixel enthalten. Allgemein gesprochen ist das Ergebnis umso besser, je weniger Fläche des DFI-Rasters

möglichst viele Überflutungspixel erfasst. Die Fläche unter der Kurve (AUC) ist dabei ein gutes Maß, um die Übereinstimmung der einzelnen Zeitschritte zu quantifizieren. Direkt untereinander vergleichen lassen sich die einzelnen Jahre allerdings nicht, da sich in jedem Zeitschritt nicht nur das DFI-Raster als Validierungsgrundlage, sondern auch die zu validierende modellierte Überflutung in ihrer Ausdehnung ändert.

Tab. 6-9: Datengrundlage zur Ableitung des DFI (M: main image (path 176, row 70), W: western images including SW: south west image (path 177, row 70) and NW: north west image (path 177, row 69))

Time step	Date (M / W)	Landsat Sensor	Cloud Cover (M / SW, NW)	Info
<i>Peak flood March/April</i>				
1989	10.03. / 01.03.	5 TM	20% / 2%, 9%	used
1990	14.04. / 21.04.	5 TM	0% / 3%, 0%	used
1991	17.04. / 24.04.	5 TM	0% / 0%, 0%	Errors during processing
1992	19.04. / 10.04.	5 TM	0% / 0%, 0%	used
1993				no 5 TM images available
1994				Cloud cover 48 %
1995	12.04. / 19.04.	5 TM	0% / 0%, 0%	used
1996				no 5 TM images available
1997				Cloud cover > 60 %
1998	20.04. / 11.04.	5 TM	0% / 4%, 16%	used
2001				Cloud cover > 10 %
2002	23.04. / 30.04.	7 ETM	0% / 0%, 0%	used
2003				Cloud cover > 10 %
2004	20.04. / 27.04.	5 TM	3% / 0%, 0%	used
2005				no 5 TM images available, 7 ETM SLC-off
2006	26.04. / 17.04.	5 TM	0% / 1%, 0%	used
2007				no 5 TM images available, 7 ETM SLC-off
2008	30.03. / 22.04.	5 TM	0% / 0%, 5%	used
2009				no 5 TM images available, 7 ETM SLC-off
2010				Cloud cover 90 %
2011				no 5 TM images available, 7 ETM SLC-off
2012				no 5 TM images available, 7 ETM SLC-off
2013				7 ETM SLC-off, no 8 OLI-TIRS for W available
2014	16.04. / 23.04.	8 OLI-TIRS	0% / 30%, 7%	used
<i>Receding flow June/July</i>				
1995	15.06. / 22.06.	5 TM	0% / 0%, 0%	used
2008	11.07. / 20.07.	5 TM	0% / 0%, 0%	used
<i>Low flow September</i>				
2008	06.09. / 13.09.	5 TM	0% / 0%, 0%	used

Die AUC wurde als Trapezfläche zwischen benachbarten Punkten der Kurve in Excel berechnet. Je näher diese an 1 liegt, umso besser ist die Übereinstimmung zwischen DFI-Karte und überfluteten HRUs. Ist die AUC jedoch kleiner als 0.5, wäre theoretisch eine zufällige Verteilung der zu validierenden Flächen (überflutete HRUs) genauer gewesen (CHUNG & FABBRI 2003).

Um die Übereinstimmungen sowie Diskrepanzen zwischen Modell und DFI zu verorten, wurde im GIS für jeden Zeitschritt die Übereinstimmung sowie Über- und Unterschätzung berechnet, wie sie beispielhaft für März 2008 in Abb. 7-14 dargestellt ist. Damit nicht jeder Zeitschritt einzeln verglichen werden muss, sondern ein Überblick über alle Validierungszeitschritte gegeben werden kann, wurde jeweils die Übereinstimmung sowie Über- und Unterschätzung in einer Karte aufaddiert. Zusätzlich zu den 10 Zeitschritten im März/April wurden hier auch die beiden zurückgehenden Überflutungen im Juni/Juli mit in den Vergleich einbezogen.

6.6.2 Punktueller Validierung mittels Abflussdaten

Neben der räumlichen Validierung im vorangegangenen Abschnitt soll auch ein Vergleich von simuliertem und gemessenem Abfluss am Pegel in Kalabo dazu beitragen, das entwickelte J2000-Floodplain und die bestimmten Parameter auf ihre Gültigkeit zu prüfen. Die Validierung fand für den Zeitraum 1.10.1980 – 1.10.2003 bezüglich nachfolgend beschriebener Effizienz-kriterien statt (E1, log_E1, E2, log_E2 und PBIAS).

Die Nash-Sutcliffe-Effizienz (E2) stellt ein Verhältnismaß zwischen der Summe des absoluten quadratischen Fehlers und der Varianz der Messdaten dar:

$$(6) \quad E2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

Dabei stehen O_i und P_i für die gemessenen bzw. simulierten Abflusswerte zum Zeitpunkt i und \bar{O} für den Mittelwert der Messreihe. Der Wertebereich reicht von $-\infty$ bis 1, wobei letzteres eine optimale Übereinstimmung signalisiert, während negative Werte angeben, dass der Mittelwert der Beobachtungen eine bessere Vorhersage ermöglicht als das Modell (KRAUSE et al. 2005). Nach MORIASI et al. (2007) sind Effizienzwerte größer 0.5 generell als befriedigend, Werte zwischen 0.75 und 1 als sehr gut einzuschätzen. Die Nash-

Sutcliffe-Effizienz (NSE) stellt zwar ein allgemein hin zur Beurteilung der Güte hydrologischer Modelle herangezogenes Maß dar (MCCUEN et al. 2006), SCHAEFLI & GUPTA (2007), merken aber an, dass ein gebietsübergreifender Vergleich der NSE nur bedingt möglich ist, da dieses Maß von der Streuung der Zeitreihen abhängt. Zusätzlich liegen einige Beschränkungen in der Verwendung vor. Beispielsweise ist das Maß nicht sehr sensitiv für Über- und Untersimulationen, vor allem während Perioden mit Niedrigabfluss. Bedingt durch die Verwendung der quadrierten Differenzen besteht insbesondere eine starke Sensitivität gegenüber Spitzenabflüssen. Daher ist zusätzlich \log_E2 zu berücksichtigen:

$$(7) \quad \log_E2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln O_i - \ln P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\ln O_i - \ln \bar{O})^2}$$

Hierbei wird die NSE mit logarithmierten Abflusswerten berechnet, wodurch der Einfluss der Spitzenabflüsse sinkt, während sich der Einfluss niedriger Werte relativ erhöht. Damit betrachtet \log_E2 Abweichungen im Spitzen- und Basisabfluss gleichermaßen und stellt einen vergleichsweise besseren Indikator für die Simulation des Basisabflusses dar (BÄSE 2005). Zusätzlich reagiert es sensitiver auf systematische Über- bzw. Unterschätzungen. Ähnlich wie \log_E2 verhält sich die modifizierte NSE, $E1$:

$$(8) \quad E1 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |O_i - P_i|}{\sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}$$

Hier werden die Differenzen nicht quadriert, sondern die Abweichungen werden durch die gewöhnliche Betragsfunktion quantifiziert. In der Folge werden die Abflussspitzen nicht überproportional gewichtet (KRAUSE et al. 2005). Um die hohen Abflussverwerte vergleichsweise stärker abzuflachen, kann auch hier mit logarithmierten Werten gerechnet werden (\log_E1), was eine noch stärkere Gewichtung der Niedrigabflüsse zur Folge hat:

$$(9) \quad \log_E1 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |\ln O_i - \ln P_i|}{\sum_{i=1}^n |\ln O_i - \ln \bar{O}|}$$

Im Gegensatz zu den bisher aufgezeigten Gütemaßen, deren Fokus auf der Reproduktion der Abflussdynamik liegt, stellt der relative Volumenfehler (PBIAS) eine gute Möglichkeit zur Erkennung systematischer Über- bzw. Unterschätzungen dar (KRAUSE et al. 2005):

$$(10) \quad PBIAS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)}{\sum_{i=1}^n O_i} * 100$$

Somit lassen sich anhand des Volumenfehlers Aussagen über die Wasserbilanz treffen. Ein geringer PBIAS repräsentiert dabei eine gute Simulation, wobei ein Wert von Null dem Optimum entspricht. Bei negativen Werten liegt eine Unterschätzung, bei positiven eine Überschätzung des tatsächlichen Abflusses vor. MORIASI et al. (2007) stufen Werte kleiner 10 % generell als sehr gut und Werte größer 25 % als unbefriedigend ein.

Neben der Verwendung der Effizienzkriterien zur objektiven Bewertung der Modellgüte findet zusätzlich, wie von MORIASI et al. (2007) empfohlen, die qualitative Betrachtung der Abflusskurven statt. Dabei werden die visuelle Übereinstimmung, die zeitliche Dynamik der Spitzenabflüsse und die Form der gemessenen und simulierten Abflussganglinien berücksichtigt.

7 Ergebnisse

Im Folgenden sollen die Ergebnisse aus der hydrologischen Modellierung vorgestellt werden. Dabei werden zuerst die modellierten Abflüsse und deren Gütemaße präsentiert (Abschnitt 7.1). Anschließend werden die hydrologischen Prozessgrößen auf HRU-Basis und im Jahresverlauf aufgezeigt, um die räumliche Dynamik im USG besser zu beschreiben (Abschnitt 7.2). Im darauffolgenden Abschnitt erfolgt die Validierung der entwickelten Überflutungskomponente mittels der abgeleiteten DFI-Daten. Weiterhin werden die Ergebnisse der Parametersensitivitätsanalyse sowie der Sensitivität der Abflüsse gegenüber der Eingangsdatenunsicherheit aufgezeigt (Abschnitt 7.4). Im vorletzten Teil (Abschnitt 7.5) werden schließlich die von den Klimaszenarien getriebenen Modellergebnisse präsentiert. Abschließend sollen die aufgezeigten Ergebnisse des entwickelten Modells mit denen des originalen Modells ohne Überflutungssimulation verglichen werden (Abschnitt 7.6).

7.1 Dynamik am Gebietsauslass

Nach der Kalibration mit den Pegeldata aus Kalabo ergab sich aus den Parametern in Tab. 6-8 folgender Hydrograph für den Kalibrationszeitraum vom 1.10.1958 - 1.10.1968 (Abb. 7-1). Es wird deutlich, dass die Spitzenabflüsse mehrheitlich gut getroffen werden, was sich in einem hohen E2 von 0.81 widerspiegelt (Tab. 7-1). Ein Wert von knapp 0.7 für E1 und \log_E1 zeigt zusätzlich eine gute Übereinstimmung mit den Niedrigabflüssen an.

Für die Validierungsphase vom 1.10.1980 - 1.10.2003 (Abb. A-7; Tab. 7-1) ergab sich ebenfalls eine gute Übereinstimmung mit einer Nash-Sutcliffe Effizienz von 0.75 sowie 0.6 für deren modifizierte Berechnung (E1). Der relative Volumenfehler (PBIAS) fällt hier mit -1.3 % sogar deutlich besser aus als im Kalibrationszeitraum, was nur eine sehr geringe Unterschätzung des tatsächlichen Abflusses zeigt.

Bei der Betrachtung des gesamten verfügbaren Zeitraums nach der Kalibration bis 2013 (Abb. 7-2), gibt es Jahre, in denen die Spitzenabflüsse stark unter-, aber vor allem auch übersimuliert werden. Die Ursache dafür ist maßgeblich in der Verteilung der Niederschlagsstationen zu suchen. Diese befinden sich nur in Sambia und die längste Zeitreihe liegt für Mongu vor, was sich ca. 400 km vom Oberlauf des Luanginga entfernt befindet (Vgl. Abschnitt 5.3). Beispielsweise regnet es am 17. Februar 1969 an dieser

Station 237 mm. Dies stellt selbst für einen lokalen Punkt einen extrem hohen Wert dar. Da an diesem Tag aber keine Messwerte von anderen Stationen verfügbar sind, wurde dieser Extremwert auf das gesamte Gebiet interpoliert, was zu einem unrealistisch hohen Abfluss von fast 800 m³/s führt.

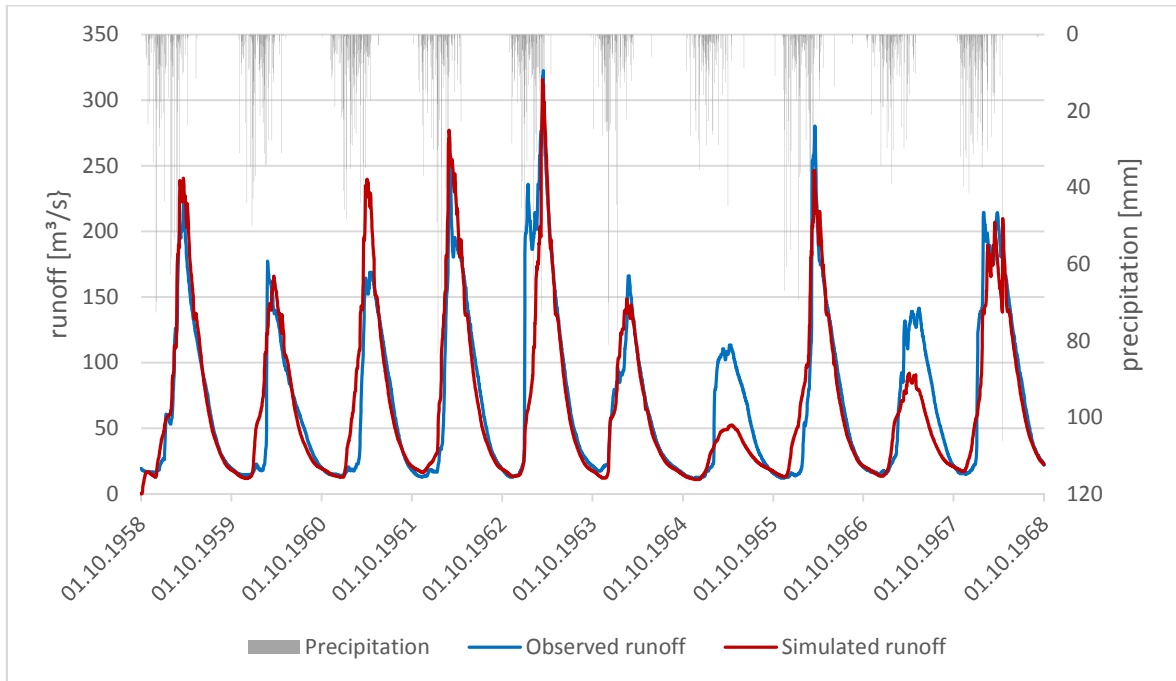


Abb. 7-1: Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel in Kalabo (Kalibrationszeitraum 1959-1968)

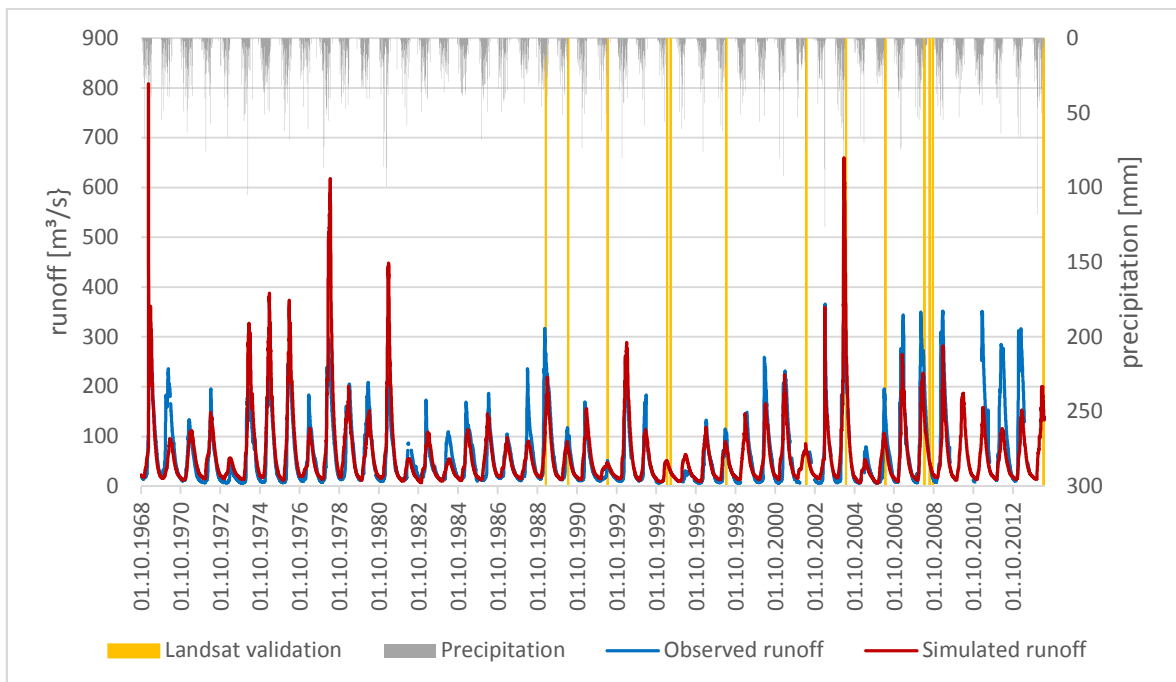


Abb. 7-2: Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel in Kalabo (1969-2013) sowie gelb markierte Zeitpunkte der DFI-Validierung

Tab. 7-1: Gütemaße zum Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss (Beschreibung Gütemaße in Abschnitt 6.6.2 und in der J2K MODELLDOKUMENTATION 2016)

Efficiencies	Calibration 1959-1968	Validation 1981-2003	Full time series 1969-2013
E1 (modified Nash-Sutcliffe-efficiency with power 1)	0.689	0.601	0.549
E2 (Nash-Sutcliffe-efficiency)	0.810	0.745	0.566
log_E1 (logarithmized modified Nash-Sutcliffe-efficiency)	0.697	0.570	0.572
log_E2 (logarithmized Nash-Sutcliffe-efficiency)	0.824	0.745	0.758
R² (coefficient of determination)	0.818	0.745	0.616
RMSE (root mean square error) [m ³ /s]	27.255	27.556	46.321
PBIAS (relative percentage volume error) [%]	-4.293	-1.293	-2.762

Um diese mäßige Klimadatenlage zu kompensieren, wurde zusätzlich eine Simulation mit den in Abschnitt 5.4 vorgestellten Reanalysedaten ERA-40 durchgeführt. Aus den gleichen Parameterwerten (Tab. 6-8) und dem mit dem langjährigen Monatsmittel korrigierten Niederschlag ergab sich der simulierte Hydrograph in Abb. 7-8. Dabei fallen stärkere Unter- und vor allem Übersimulationen auf, welche sich auch in inakzeptablen Gütemaßen widerspiegeln (E2 -1.2; E1 0.1; PBIAS 36.5). Aus diesem Grund und da die ERA-40 Daten nur bis zum Jahr 2001 reichen, was unzureichend für die DFI-Validierung ist, fanden sie keine weitere Verwendung. Im Folgenden basieren die Analysen auf Stationsmessungen als Modelleingangsdaten.

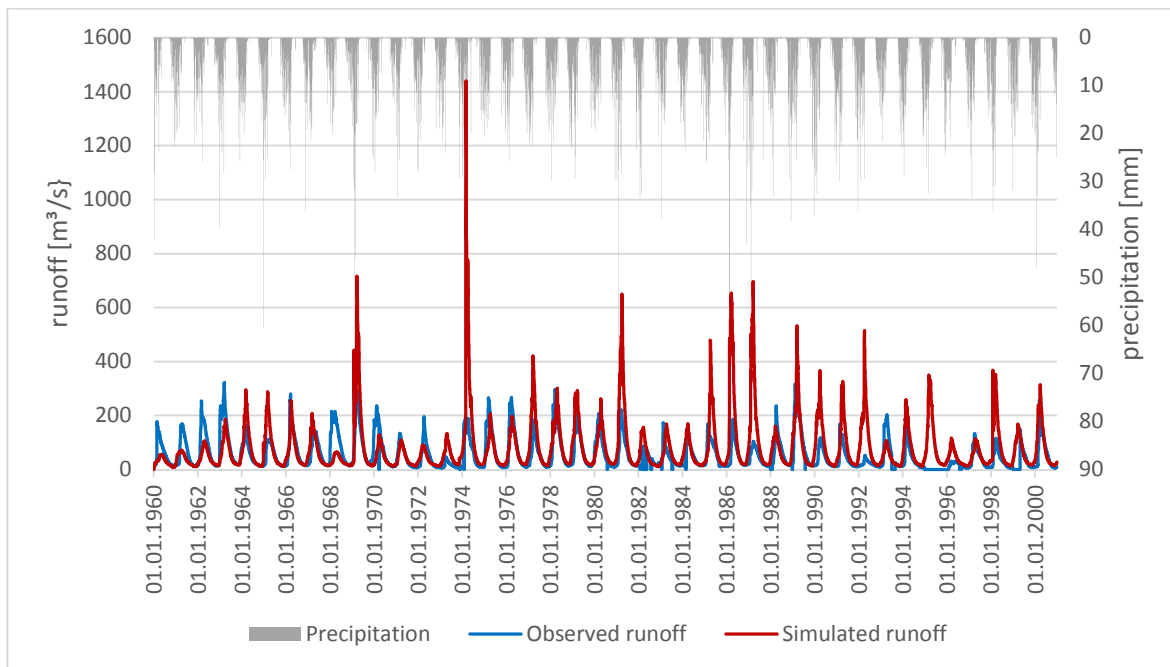


Abb. 7-3: Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel in Kalabo erzeugt mit ERA-40 Klimadaten

7.2 Räumliche Dynamik auf HRU Basis

In diesem Abschnitt sollen die simulierten hydrologischen Prozessgrößen auf HRU Basis und im Jahresverlauf aufgezeigt werden, um die räumliche Dynamik im USG besser zu beschreiben.

Die räumliche Verteilung der einzelnen Abflusskomponenten in Abb. 7-4 zeigt, dass sich der Oberflächen-, Zwischen- und schnelle Basisabfluss in den Tiefenlinien im Gelände konzentriert. Aufgrund der geringen Hangneigungen und der hohen Infiltrationsraten der sandigen Böden tritt im USG außerhalb der aufgesättigten Überflutungsebene kein Oberflächenabfluss auf. Zwischenabfluss wird hingegen zusätzlich auch an den Hängen und Flusstälern im Oberlauf simuliert. Der mittlere monatliche Beitrag der Abflusskomponenten im Gebietsmittel zeigt in Abb. 7-5, dass der langsame Basisabfluss den Gesamtabfluss fast ganzjährig dominiert. Zwischen- und vor allem Oberflächenabfluss kommen besonders während der Überflutungszeit von Februar bis Juni zum Tragen. Der langsam agierende Basisabfluss ist hingegen im Jahresverlauf recht konstant mit etwas erhöhten Werten während der Trockenzeit und zu Beginn der Regenzeit (August - Januar).

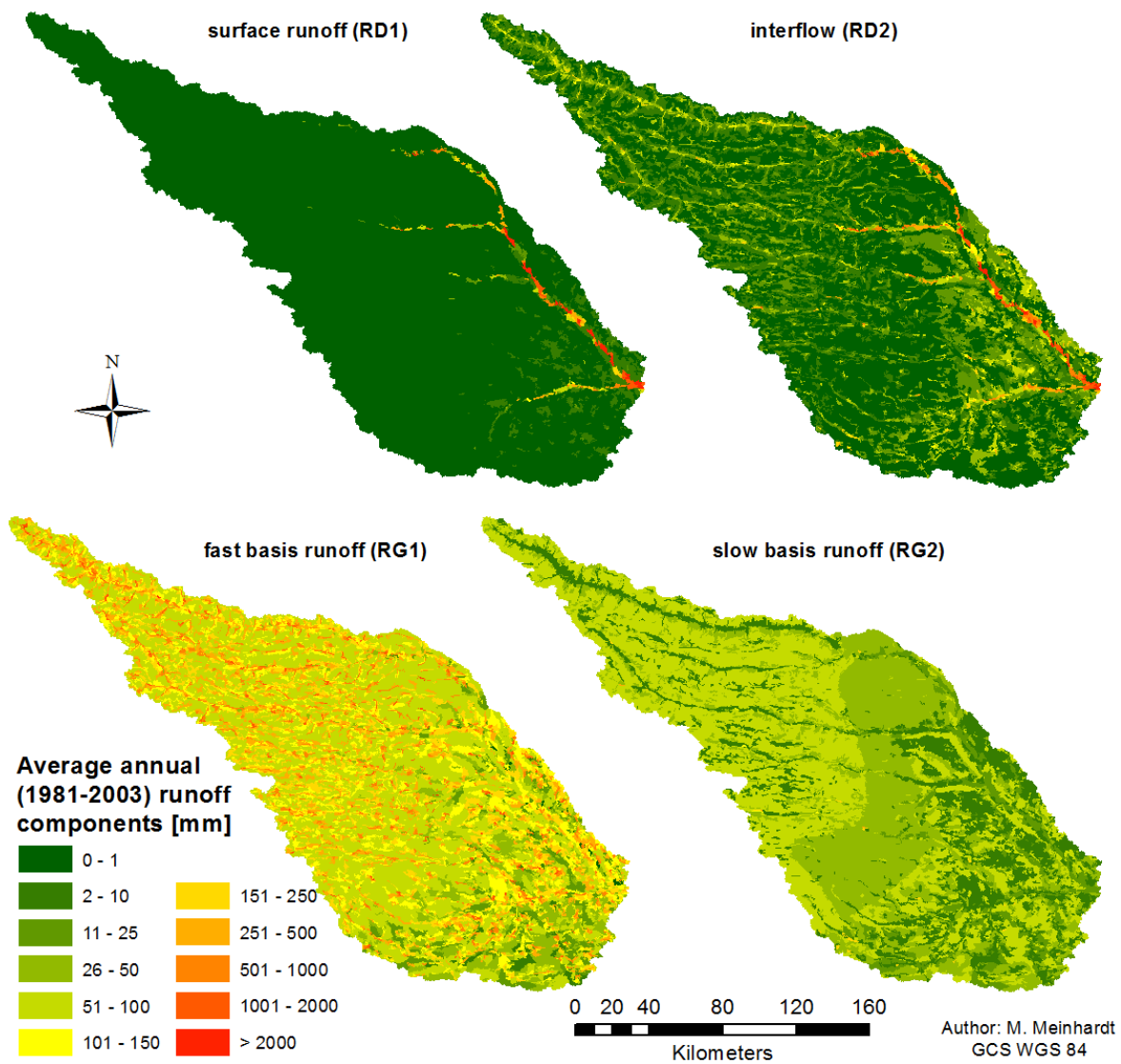


Abb. 7-4: Mittlerer jährlicher Beitrag der Abflusskomponenten (1981-2003)

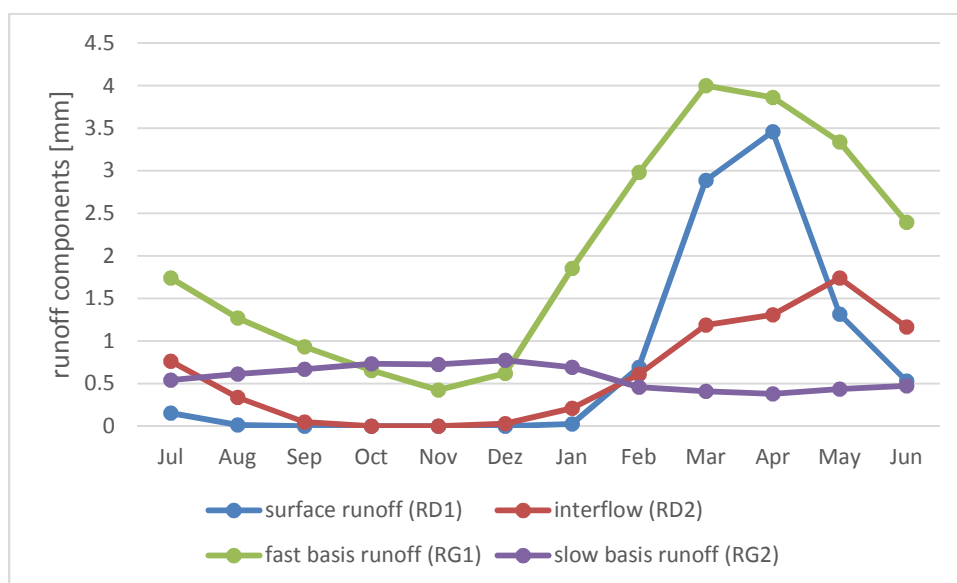


Abb. 7-5: Mittlerer monatlicher Beitrag der Abflusskomponenten im Gebietsmittel (1981-2003)

Es zeigt sich also, dass aufgrund der tiefen Kalahari-Sande und der geringen Hangneigungen besonders im Unterlauf der Grundwasserkörper die größte Rolle spielt und somit die hydrologische Prozessdynamik dominiert. Erst wenn dieser und die darüber liegenden Sande aufgesättigt sind, kann es zur Überstauung und somit Oberflächenabfluss kommen.

Interessant zu sehen ist auch wie lange es laut Modell dauert, bis diese Speicher aufgesättigt sind. Die zeitliche Verzögerung zwischen den niederschlagsreichsten Monaten und dem Scheitel der Überflutung ist erheblich (Abb. 7-6). Während der meiste Niederschlag (>150 mm pro Monat) im Dezember, Januar und Februar fällt, werden die höchsten Wasserstände erst im April erreicht. Besonders deutlich zeigt sich in diesem Zusammenhang die kontinuierliche Aufsättigung des Mittelporenspeichers. Die Höhe der simulierten Überflutung beträgt in Abb. 7-6 nur wenige Millimeter und fällt damit relativ gering aus, da es sich um das Gebietsmittel über alle HRUs handelt und somit auch höher gelegene Bereiche berücksichtigt werden, die niemals überflutet werden.

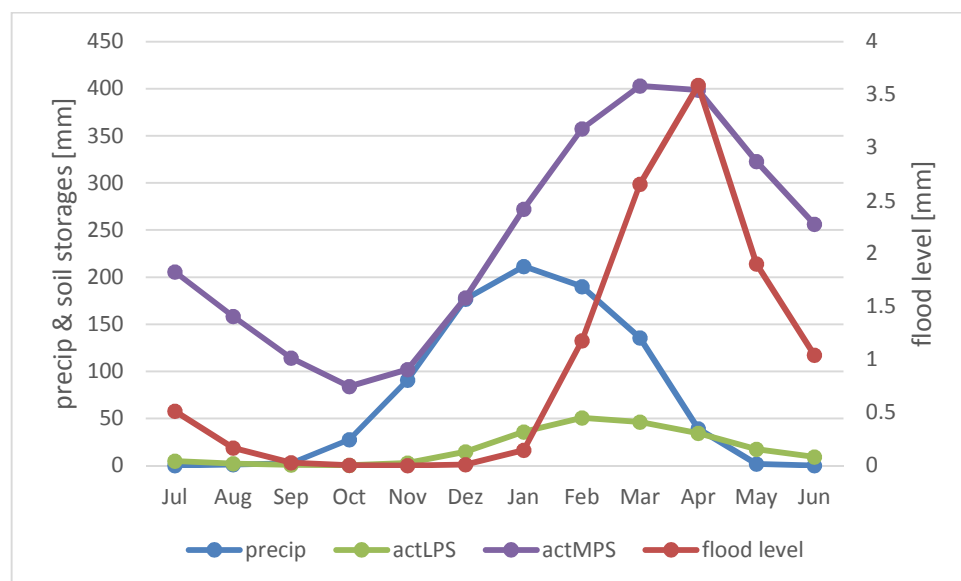


Abb. 7-6: Mittlerer monatlicher Niederschlag, Grob-, Mittelporenspeicher und Überflutungshöhe im Gebietsmittel (1981-2003)

Der Verlauf der jährlichen Überflutung wurde auch räumlich distributiv mit JAMS World Wind analysiert und ist beispielhaft für ein Jahr in folgendem Video dargestellt (Hyperlink; MEINHARDT 2016). Es wird deutlich wie die Überflutung mit der Aufsättigung der Speicher schnell ansteigt und später allmählich zurückgeht. Weiterhin werden Anfang Februar und April große Niederschlagsereignisse deutlich, die leicht verzögert den Unterlauf überfluten.

Die mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration zeigt in Abb. 7-7, dass die höchsten Verdunstungsraten in den teilweise als Feuchtgebieten klassifizierten Überflutungsebenen bzw. Flusstälern mit bis zu 3200 mm pro Jahr möglich wären. Auch Bereiche mit Buschland weisen vergleichsweise etwas höhere Werte auf. Wird die Wasserverfügbarkeit mit in die Analyse einbezogen, so erhält man die aktuelle Evapotranspiration. Hier wird deutlich, dass auf den überfluteten Flächen in der Jahressumme am meisten Wasser verdunstet, da diese Gebiete die höchste Feuchte bzw. Wasserverfügbarkeit aufweisen.

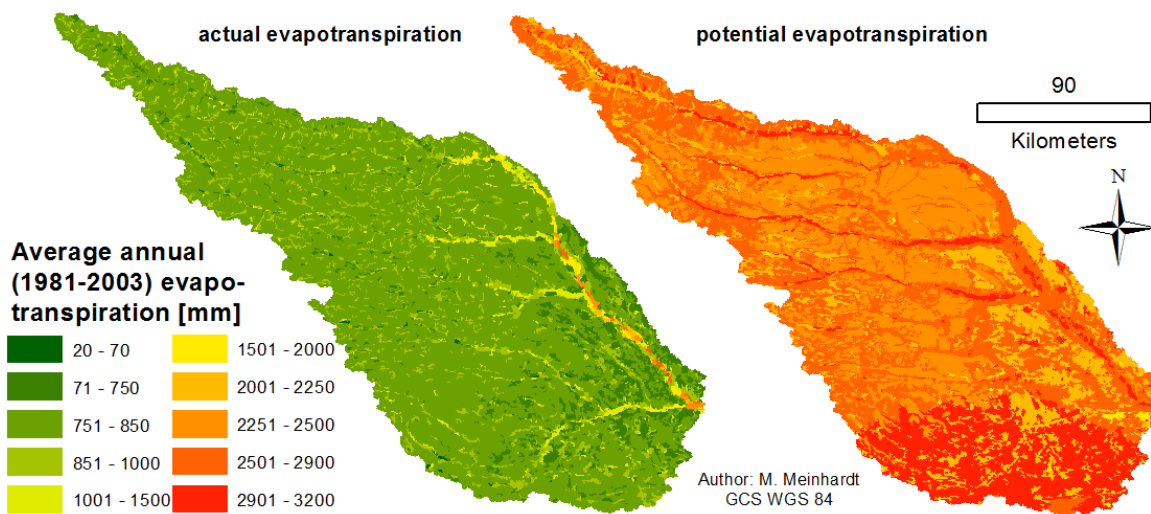


Abb. 7-7: Mittlerer jährliche aktuelle und potentielle Evapotranspiration (1981-2003)

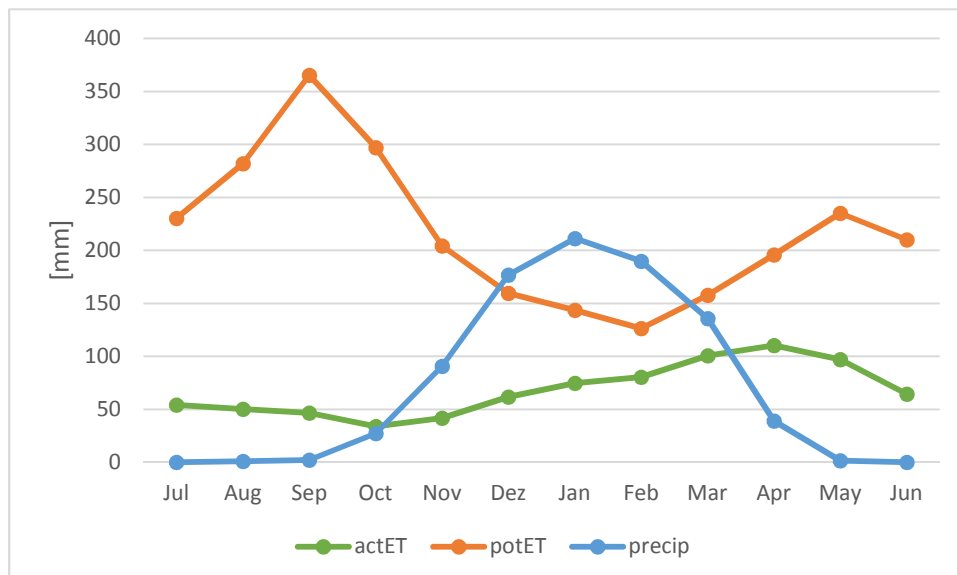


Abb. 7-8: Mittlerer monatlicher Niederschlag, aktuelle und potentielle Evapotranspiration im Gebietsmittel (1981-2003)

Im Jahresverlauf in Abb. 7-8 zeigt sich, dass die potentielle Verdunstung ihr Maximum im heißesten Monat September erreicht und anschließend mit Beginn der Regenzeit einbricht, da aufgrund der zunehmenden Bewölkung weniger solare Einstrahlung zur Verfügung steht. Der dadurch zur Verfügung stehende Niederschlag erhöht die Feuchte im Boden und lässt die aktuelle Verdunstung mit einem Maximum von März bis Mai ansteigen. Dies sind auch die Monate mit der höchsten Überflutung und einer hohen Sättigung des Mittelporenspeichers (Abb. 7-6).

Wird die Wasserbilanz der Validierungsphase (1981-2003) betrachtet zeigt sich, dass über 93 % des Niederschlages im Gebiet verdunsten und nur ca. 5.4 % zum Abfluss am Gebietsauslass gelangen. Die restlichen 1.4 % verbleiben in Speichern.

$$N = actET + Q + \Delta Speicher$$

$$100 = 93.2 + 5.4 + 1.4$$

In diesem Zusammenhang ist auch anzumerken, dass laut Modell 20 % des Niederschlages erst perkolieren, aber wie die Wasserbilanz zeigt, wesentlich weniger (5.4 %) am Gebietsauslass zur Verfügung steht. Das heißt, ein Großteil des dem Grundwasserspeicher zugeführten Wasser verdunstet im weiteren Verlauf durch kapillaren Aufstieg sowie vor allem auf den Überflutungsflächen, welche durch den Abfluss aus den Gewässersegmenten gespeist werden. Zu diesem leistet wie bereits gezeigt der schnelle Basisabfluss den größten Beitrag (Abb. 7-5). Die Perkolation selbst entspricht im Jahresverlauf ungefähr der Grobporenspeichersättigung und erreicht damit ihr Maximum während deren höchsten Sättigung. Somit beträgt sie beispielsweise im März ca. 50 mm im Gebietsmittel. Räumlich betrachtet ist diese recht stark differenziert, abhängig von den Bodenspeichern der HRUs sowie deren Einflussfaktoren (Abb. 7-9).

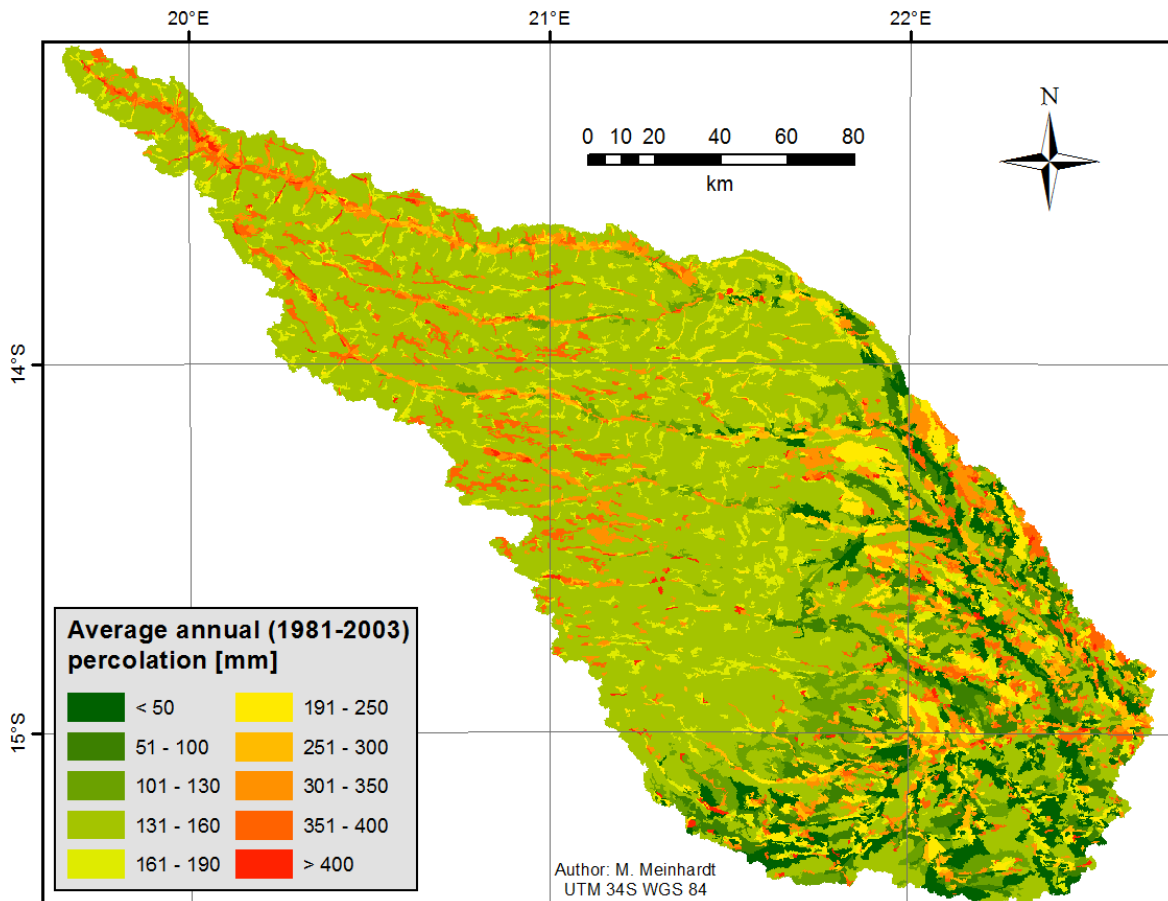


Abb. 7-9: Mittlerer jährliche Perkolation (1981-2003)

7.3 Validierung mittels DFI

In diesem Abschnitt soll die Validierung der entwickelten Überflutungskomponente mittels der abgeleiteten DFI-Daten erfolgen. Zuvor wurden die ermittelten DFI-Flächen mit dem Wasserstand in Beziehung gesetzt (Abb. A-6). Dabei zeigte sich mit einem Bestimmtheitsmaß von 0.827 ein guter linearer Zusammenhang.

Beim Vergleich der modellierten Überflutungsfläche mit dem gemessenen Abfluss in Kalabo (Abb. 7-10) zeigt ein Bestimmtheitsmaß (R^2) von 0.97 einen sehr guten Zusammenhang an. Dieser hohe Wert resultiert daraus, dass ein enger Zusammenhang zwischen modellierter Ausdehnung der Flut und modelliertem Abfluss besteht, welcher auf die gemessenen Werte kalibriert wurde. Anzumerken ist allerdings, dass 2004 von der Korrelationsanalyse ausgenommen wurde, da hier der Abfluss zu mehr als 100 % vom Modell überschätzt wird (Abb. 7-2). Auch beim Vergleich der DFI-Fläche und des Wasserstandes in Abb. 6-9 stellt dieser Zeitschritt bereits einen Ausreißer dar. Wird 2004

in die Analyse in Abb. 7-10 einbezogen, ergibt sich nur ein R^2 von 0.76. Für die folgende Abb. 7-11 beträgt das R^2 sogar nur 0.34. Mit Ausschluss dieses Ausreißerwertes ergibt sich für Korrelationsanalyse zwischen DFI-Fläche und modellierter Flutausdehnung ein gutes R^2 von 0.71. Allerdings wird deutlich, dass das Modell die überflutete Gesamtfläche aus dem DFI vor allem bei größeren Überflutungsereignissen ($>1500 \text{ km}^2$) deutlich unterschätzt. Im Mittel beträgt diese Abweichung 539 km^2 bzw. 35.2 %.

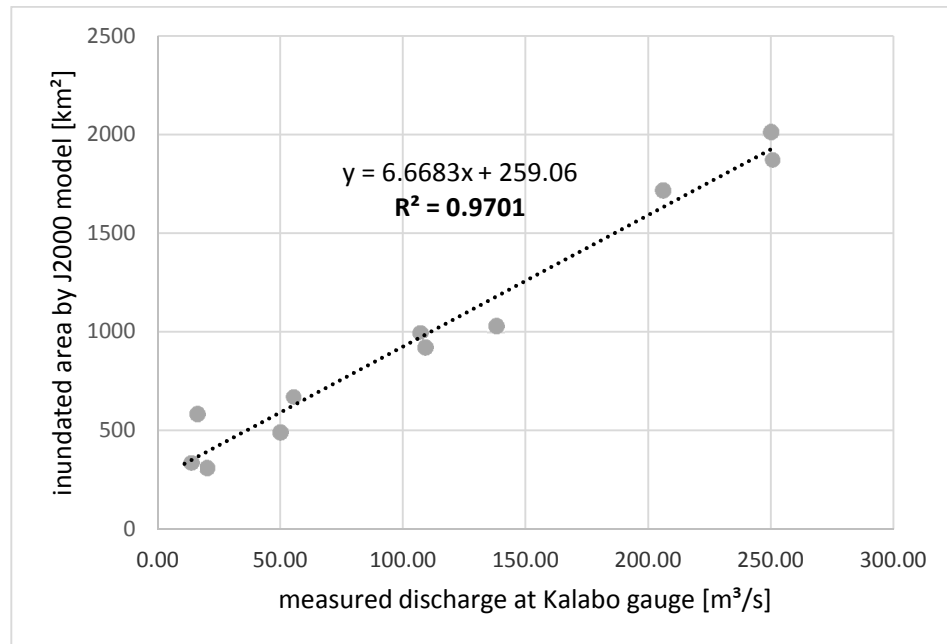


Abb. 7-10: Korrelation von gemessenem Abfluss und modellierter Überflutungsfläche

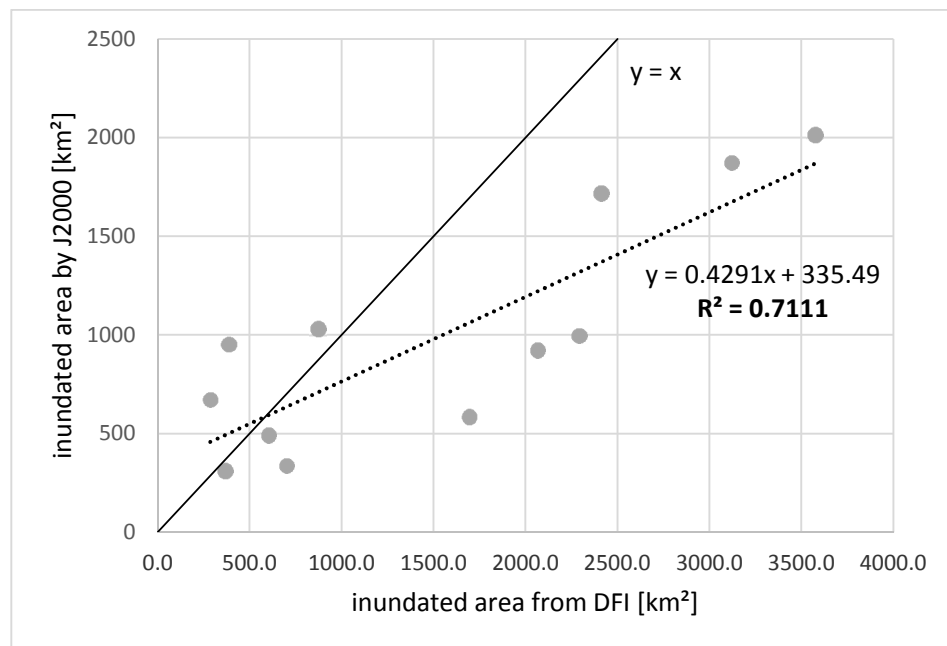


Abb. 7-11: Korrelation von DFI-Überflutungsfläche und modellierter Überflutungsfläche

Insgesamt betrachtet kann der Vergleich der Gesamtfläche nur Anhaltspunkte zur Qualität der Überflutungsmodellierung liefern, da die räumliche Übereinstimmung hier nicht einbezogen wird. Um zu überprüfen, ob die modellierte Überflutung im Bereich möglichst hoher DFI-Werte verortet ist, wird der Vergleich der einzelnen Zeitschritte im Folgenden über die Fläche unter der Kurve quantifiziert. Um direkte Aussagen über die räumliche Übereinstimmung zu machen, wird der Vergleich auch räumlich im GIS durchgeführt und Karten zur Übereinstimmung sowie Über- und Unterschätzung ausgegeben.

In Abbildung 7-12 ist die Überflutungspixelverteilung (aus überfluteten HRUs) kumuliert auf der Y-Achse gegenüber den 100 absteigend sortierten Klassen auf der X-Achse dargestellt. Beispielsweise ist zu erkennen, dass im April 1992 10 % der höchsten DFI-Werte ca. 80 % aller Überflutungspixel enthalten, was zu einer AUC von 0,88 führt. Insgesamt betrachtet liegt aber das Mittel der AUC bei 0.74 mit einer Spannweite von 0.59 bis 0.88, wobei der schlechteste Wert während der Hauptüberflutungszeit im März/April (10 Validierungszeitpunkte) 0.63 beträgt. Dabei handelt es sich aber um das bereits als Ausreißer beschriebene Jahr 2004. Darauf folgt der April 2002 mit einer AUC von bereits 0.69. Es ist festzuhalten, dass während der Hauptüberflutungszeit die Ausdehnung der Überflutung genauer modelliert werden kann. Dies wird auch durch das höhere Mittel der AUC von 0.76 über diese 10 Zeitschritte verdeutlicht. Zu Zeitpunkten, wenn die Flut bereits zurückgeht oder zu Beginn schnell ansteigt, scheint es deutlich schwieriger, den Zeitablauf in der Modellierung korrekt zu treffen, kann aber auch wie im Juni 1995 sehr gut gelingen (AUC 0.83).

Die Häufigkeit der Überflutung aus den 10 Validierungsjahren im März/April ist in Abb. 7-13 dargestellt. Es zeigt sich, dass vor allem die breite Ebene (NW-Ausrichtung) die häufigste Überflutung erfährt, da ein Großteil der Teileinzugsgebiete in diese entwässert. Die Häufigkeit der Übereinstimmung von modellierter und mit DFI abgeleiteter Überflutung in Abb. 7-15 zeigt, dass vor allem in der Hauptüberflutungsebene die Überschwemmung meist richtig modelliert wird bzw. ist die Häufigkeit hier besonders hoch, da dieser Bereich normalerweise jährlich überflutet wird. Weiterhin wurden auch die Überflutungen am westlichen Nebenfluss des Luanginga, welcher südlich im EZG verortet ist und kurz vor Kalabo mündet, immer vom Modell erfasst. Dies wird durch die Karte in Abb. 7-16 bestätigt, da in diesem Bereich keine Unterschätzung auftritt. Im Gegenteil zeigt sich in diesem Nebenfluss eher eine Überschätzung (Abb. 7-17). Zusätzlich werden auch Bereiche im Mittellauf übermodelliert. Hier scheint im Modell bereits relativ viel Wasser aus den oberen Teileinzugsgebieten zur Verfügung zu stehen, da es sich vor allem um

Bereiche mit großem Oberlauf handelt. Die Unterschätzung ist hingegen vor allem in Gebieten mit nur einem sehr kleinen Oberlauf zu verorten, da hier im Modell kaum Wasser zur Überflutung zu Verfügung steht. In der Realität werden diese Bereiche aber trotzdem überflutet, da hier wahrscheinlich der steigende Grundwasserspiegel zu einer Aufsättigung der Böden beiträgt und es somit schneller zur Überflutung kommt. Beispielhaft können hier die Bereiche des Luanginga Plain National Park östlich der Hauptüberflutungsebene genannt werden oder Bereiche im Süden des USG mit zahlreichen grundwasserbeeinflussten Dambos.

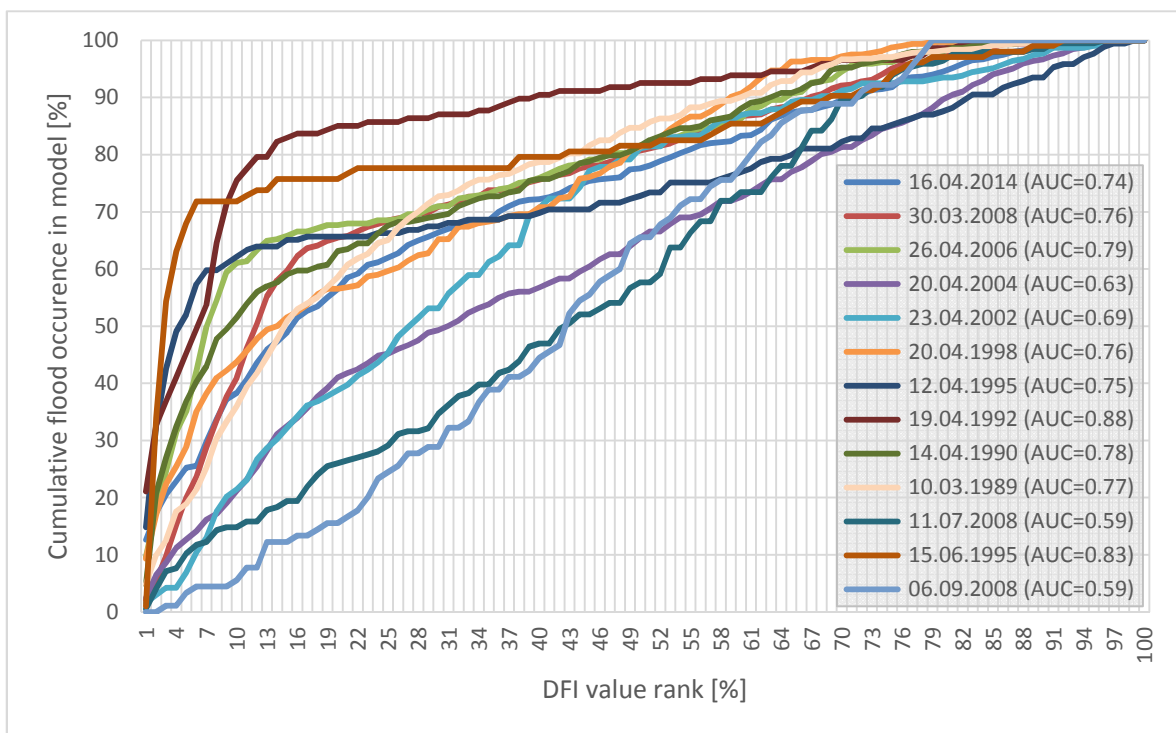


Abb. 7-12: Fläche unter der Kurve (AUC) der simulierten Überflutungsausdehnung (y-Achse kumuliert) im Vergleich mit den DFI-Werten (x-Achse nach Größe absteigend sortiert)

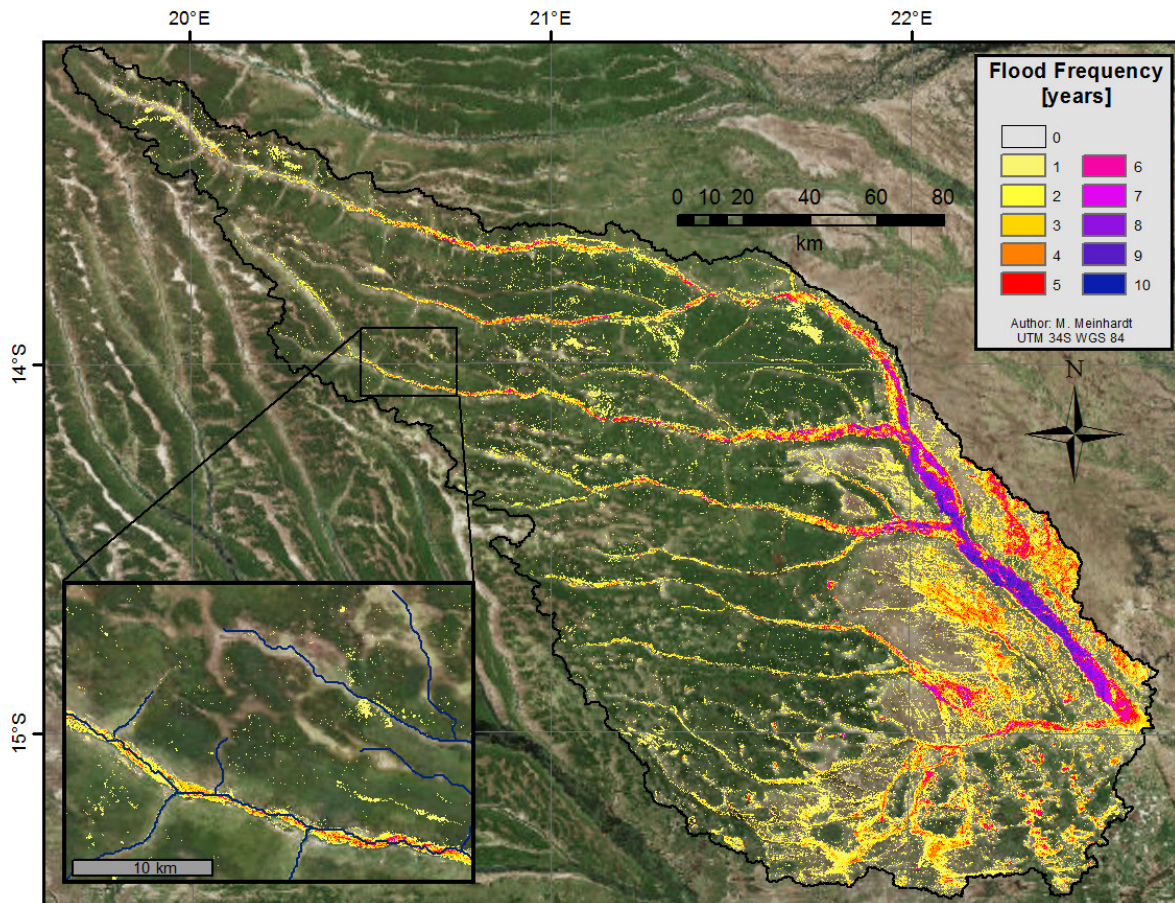


Abb. 7-13: Häufigkeit der Überflutung ermittelt aus den Jahren der DFI-Ableitung (März/April)

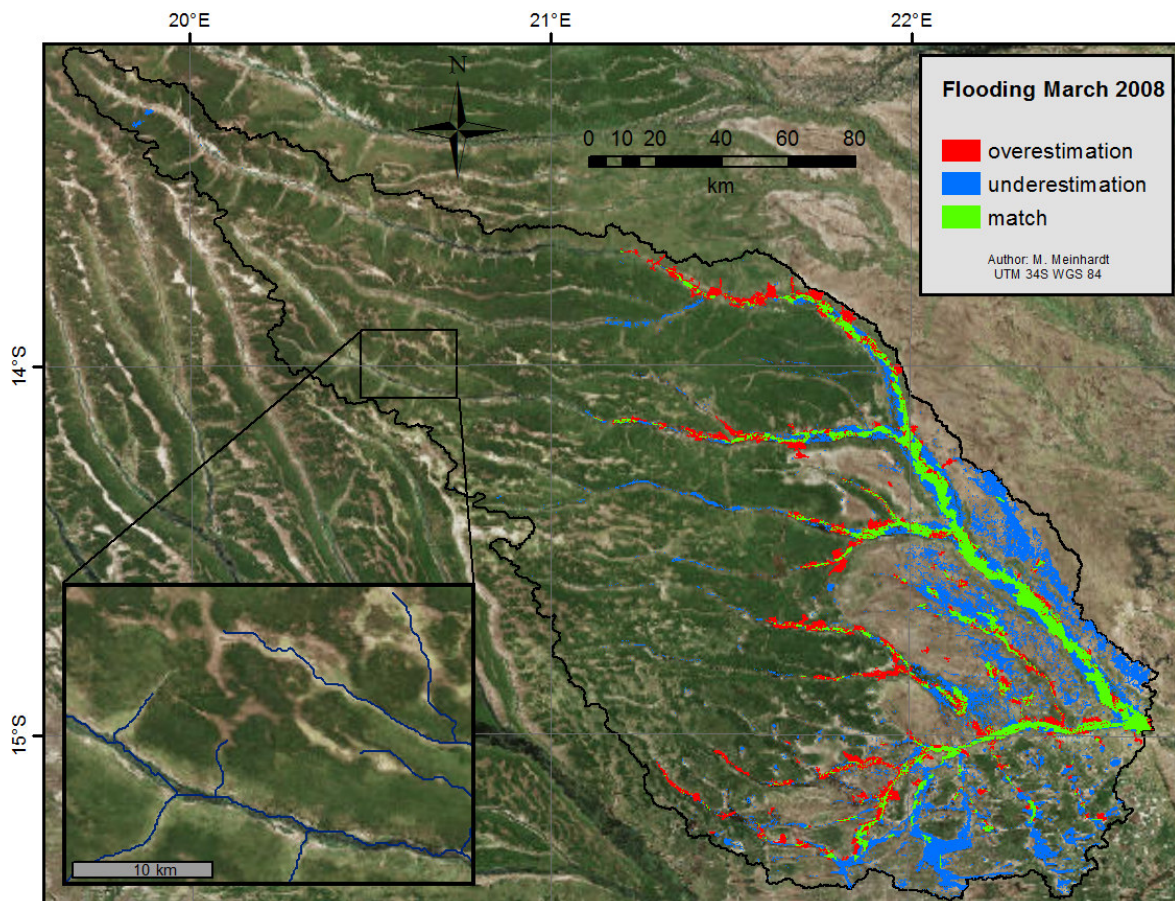


Abb. 7-14: Übereinstimmung von modellierter und mit DFI abgeleiteter Überflutung im März 2008

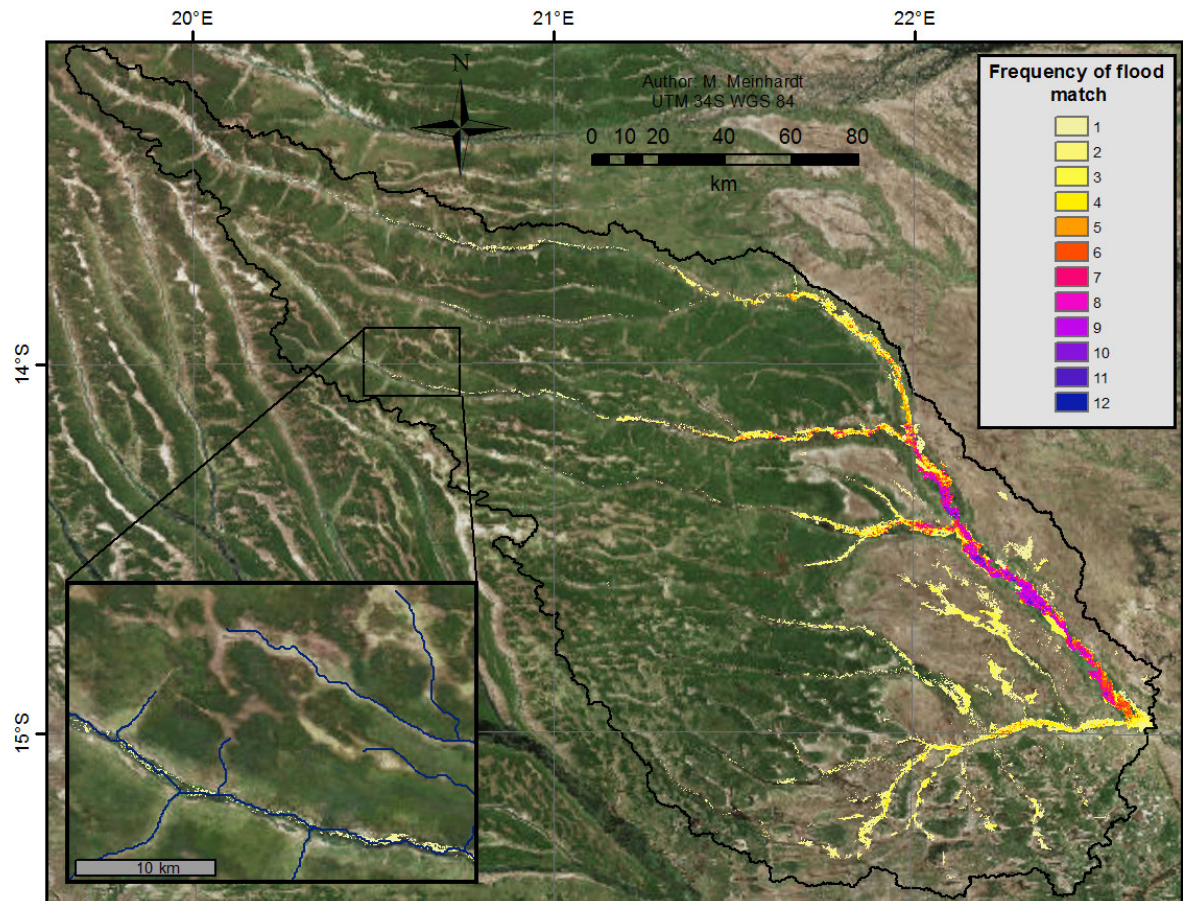


Abb. 7-15: Häufigkeit der Übereinstimmung von modellierter und mit DFI abgeleiteter Überflutung

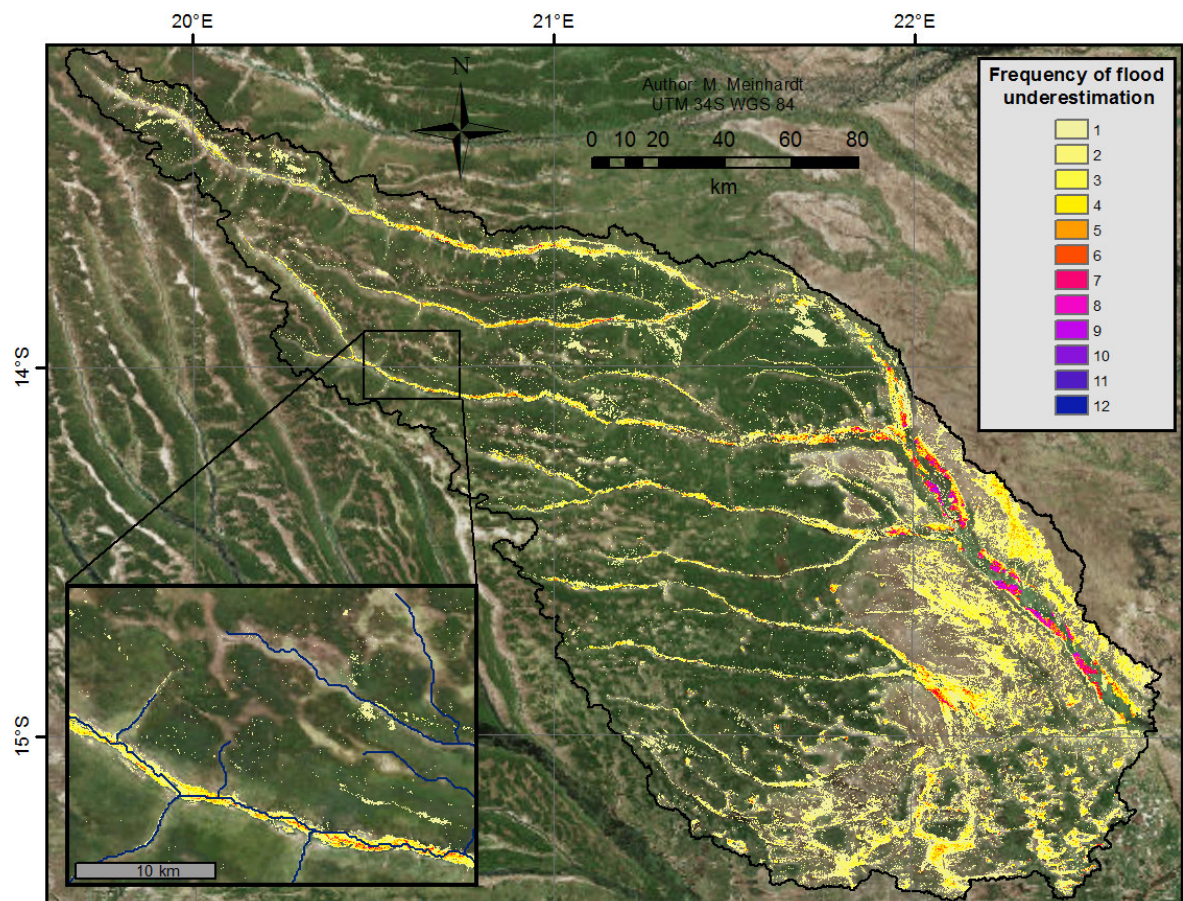


Abb. 7-16: Häufigkeit der Unterschätzung von modellierter gegenüber mit DFI abgeleiteter Überflutung

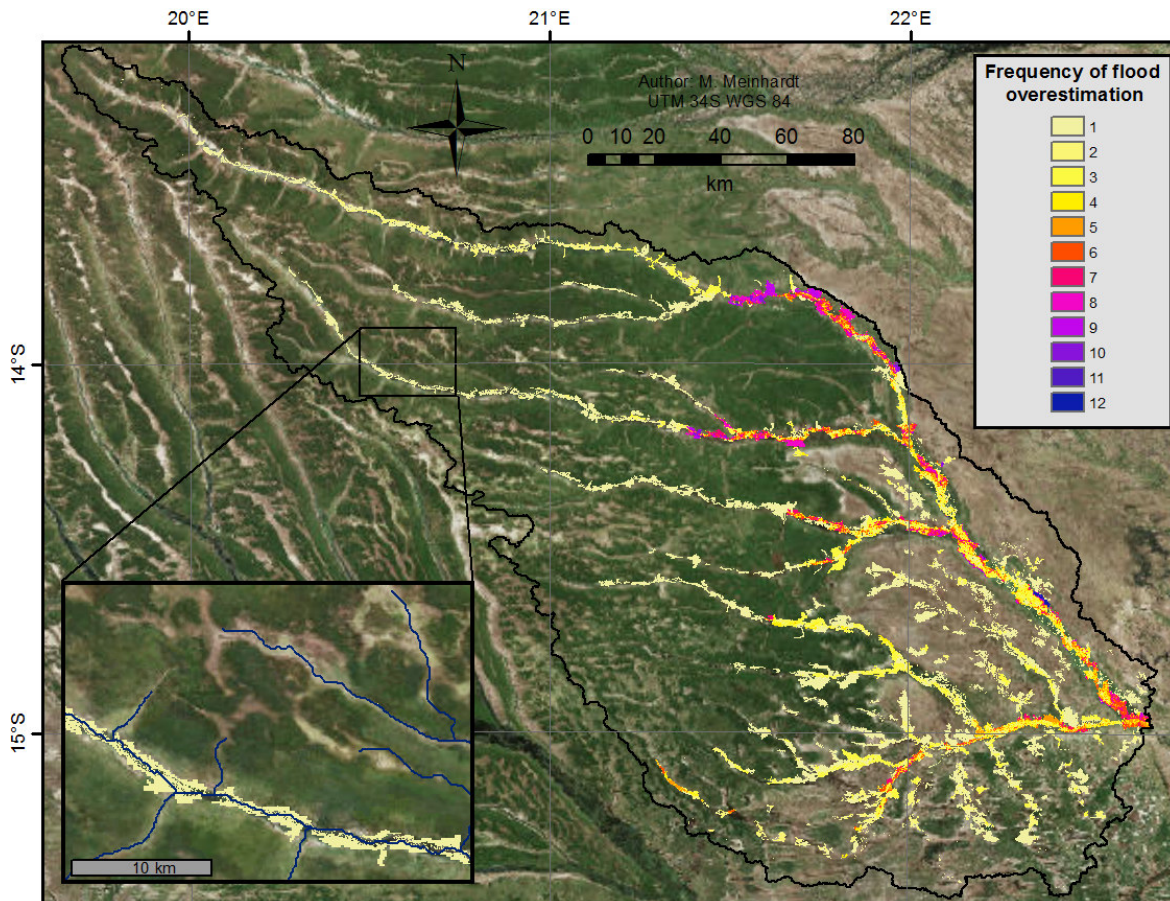


Abb. 7-17: Häufigkeit der Überschätzung von modellierter gegenüber mit DFI abgeleiteter Überflutung

7.4 Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalyse

In diesem Abschnitt sollen die Ergebnisse der Parametersensitivitätsanalyse sowie der Sensitivität der Abflüsse gegenüber der Eingangsdatenunsicherheit aufgezeigt werden. Die Sensitivität ist dabei in Abb. 7-18 und 7-19 als relatives Maß angegeben, welches in der Summe von allen Parametern eins ergibt. Folglich kennzeichnen hohe Werte Parameter als vergleichsweise sensibler. Somit zeigen die 32 zu kalibrierenden Modellparameter gemessen an E2, aufgrund des Gütemaßes, dass Parameter, die Spitzenabflüsse stärker beeinflussen, meist auch als besonders sensitiv aufgezeigt werden (Abb. 7-18). Zu nennen wäre hier beispielsweise die maximale Perkolation (soilMaxPerc) oder der Koeffizient zur Modifikation des Ausflusses aus dem Grobporenspeicher (soilOutLPS). Weiterhin zeigt sich für überflutete HRUs, dass hier der maximale Muldenrückhalt (flood_MaxDPS) dreimal sensitiver ist als für nicht überflutete Flächen (MaxDPS), da das ausufernde Wasser dem Muldenspeicher zugeführt wird.

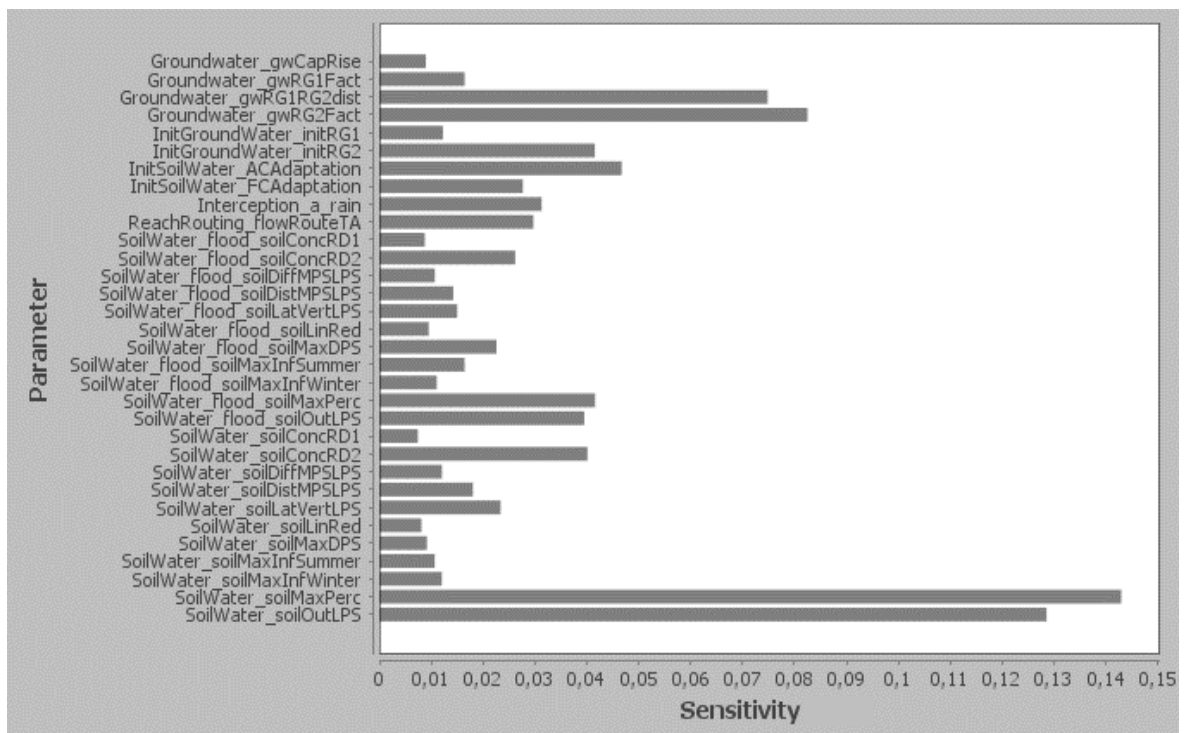


Abb. 7-18: Sensitivität (%/100) der 32 zu kalibrierenden Modellparameter gemessen an E2

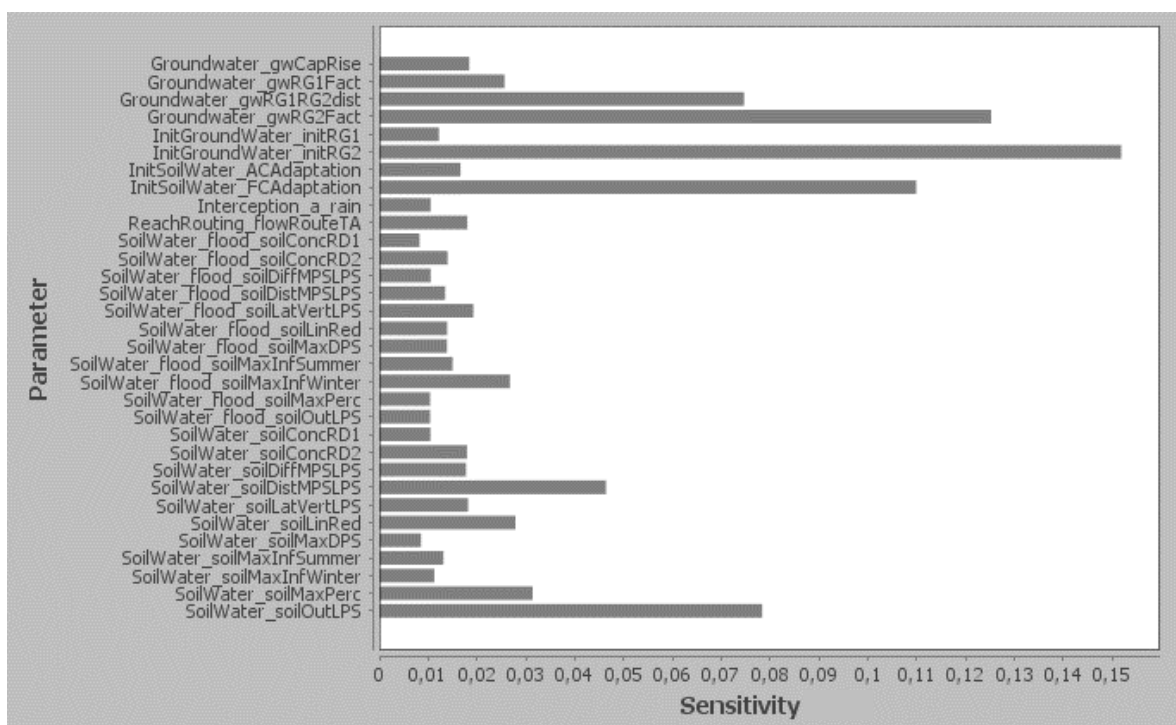


Abb. 7-19: Sensitivität (%/100) der 32 zu kalibrierenden Modellparameter gemessen an log_E2

Wird die Sensitivität hingegen an log_E2 gemessen, zeigen sich grundwasser-beeinflussende Parameter als besonders sensitiv, da diese die Niedrigabflüsse steuern, auf welche dieses Gütemaß stärker anspricht (Abb. 7-19). Gute Beispiele sind hier der

Anpassungskoeffizient der maximalen Speicherkapazität des Mittelspeichers (FCAdaption), der Retentionsfaktor des Grundwasserspeichers RG2 (gwRG2Fact), der Koeffizient zur Verteilung der Perkolation auf die Grundwasserspeicher RG1 und RG2 (gwRG1RG2dist) sowie die initiale Füllung des Grundwasserspeichers (initRG2).

Um die Sensitivität der Abflüsse gegenüber der Eingangsdatenunsicherheit zu analysieren wurden der Niederschlag um $\pm 10\%$ (Abb. 7-20) sowie die Temperatur um $\pm 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Abb. 7-21) variiert.

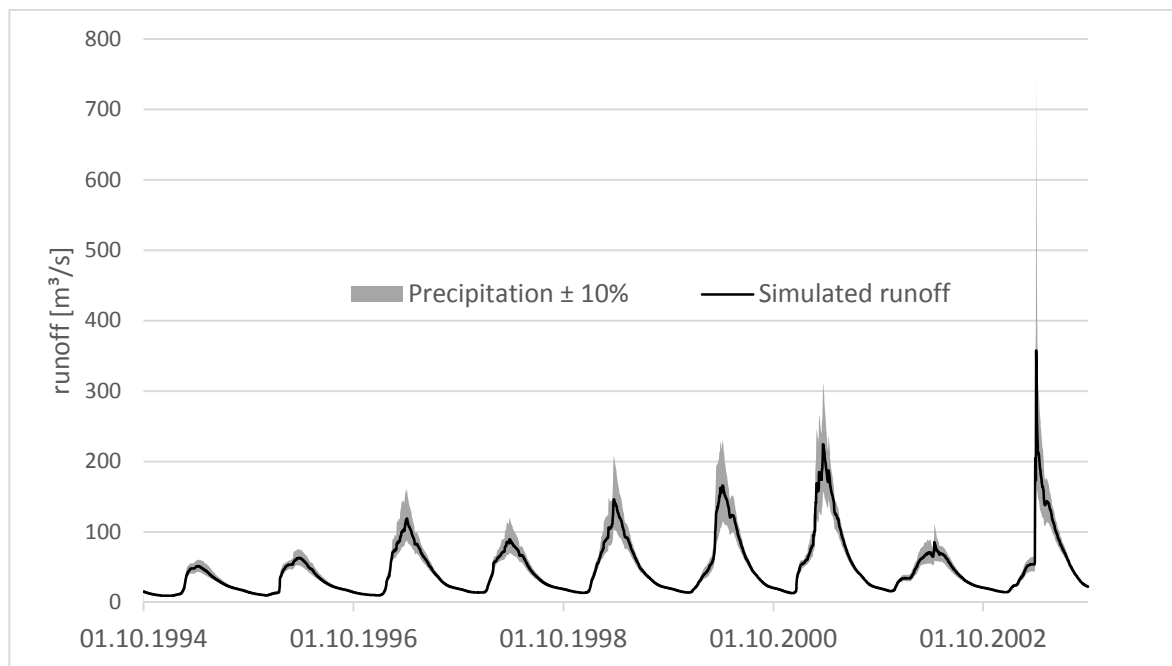


Abb. 7-20: Sensitivität des Abflusses gegenüber der Niederschlagsunsicherheit ($\pm 10\%$) in den Eingangsdaten

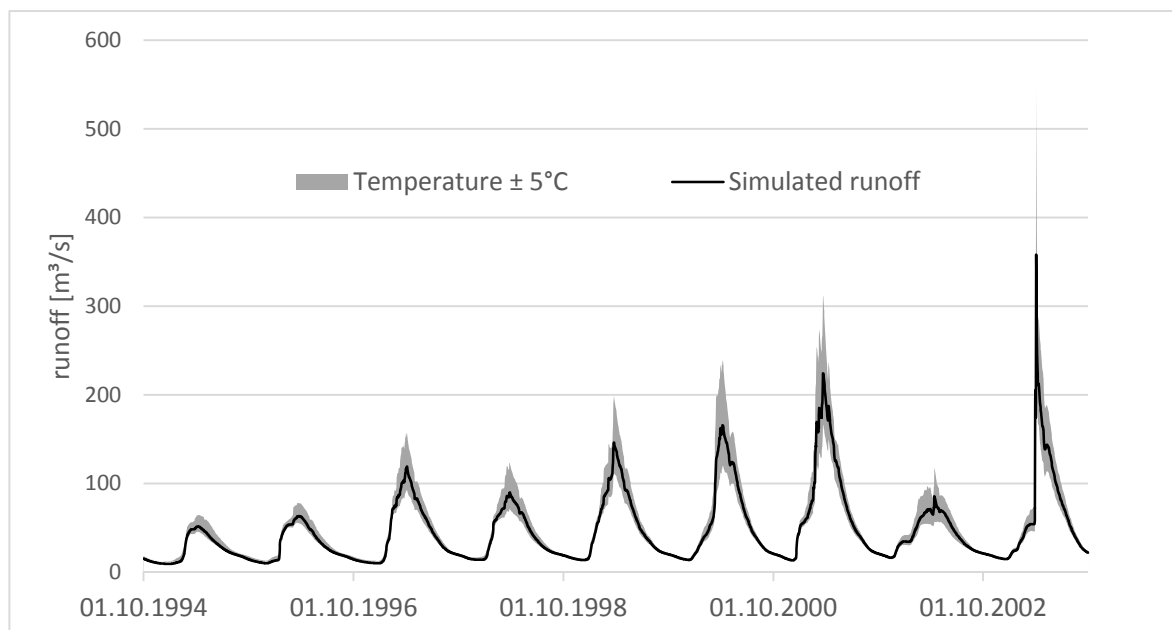


Abb. 7-21: Sensitivität des Abflusses gegenüber Temperaturunsicherheit ($\pm 5^{\circ}\text{C}$) in den Eingangsdaten

Dabei zeigt sich, dass bei höheren Abflussmengen der Niederschlag einen etwas größeren Einfluss auf den simulierten Durchfluss besitzt. Besonders deutlich wird dies bei der Abflussspitze im April 2003, wo es zu einer Zunahme des Abflusses von über 100 % kommt. Bei einer Veränderung der Temperatur reagieren hingegen die Jahre mit geringeren Abflussspitzen vergleichsweise sensibler. Für beide Klimavariablen ist während der Niedrigwasserabflüsse kaum eine Änderung zu erkennen, das heißt, sie sind maßgeblich während der Überflutungszeit sensitiv. Im Mittel über die gesamte Validierungsphase betrachtet ist festzuhalten, dass die Veränderung der Temperatur einen ähnlich starken Einfluss auf den Abfluss hat wie die des Niederschlages (Tab. 7-2). Beispielsweise resultiert aus einer Temperaturerhöhung um 5 °C eine Reduktion des mittleren Abflusses um 15.8 % sowie aus einem Niederschlagsrückgang von 10 % eine Abnahme des Durchflusses von 17 %.

In Bezug auf die Klimaprojektionen ergibt sich daraus, dass unabhängig vom Niederschlag bereits eine Temperaturerhöhung ausreicht um den Abfluss im Luangnga erheblich zu reduzieren. Dieser Sachverhalt ist wichtig, da die verwendeten Klimaprojektionen einen deutlichen Temperaturanstieg im USG ausweisen, die Veränderung des Niederschlages aber keinem klaren räumlichen Trend folgt, weniger stark ausgeprägt und als eher unsicher anzusehen ist (Vgl. Abschnitt 5.4; NIKULIN et al. 2012; RANDALL et al. 2007; TADROSS et al. 2011).

Tab. 7-2: Abfluss und dessen Abweichung vom mittleren Abfluss (50.2 m³/s) resultierend aus den Änderungen von Niederschlag und Temperatur während der Validierungsphase (1981-2003)

	Q [m³/s]	change [%]
Precip. -10 %	41.67	-16.99
Precip. +10 %	60.51	20.55
Temp. -5 °C	61.22	21.95
Temp. +5 °C	42.27	-15.79

7.5 Klimaszenarien als Eingangsdaten

In diesem Abschnitt sollen die von den Klimaszenarien (mit REMO herunterskaliert; Abb. 5-19) getriebenen Modellergebnisse präsentiert werden, um mögliche Folgen des Klimawandels zu quantifizieren (Abschnitt 7.5.3). Zuvor werden aber deren historischen Läufe mit Modellergebnissen aus Stationsmessungen verglichen, um zu gewährleisten,

dass die Klimaszenarien von realistischen Startwerten aus Veränderungen projizieren (Abschnitt 7.5.1). Dazu gehört auch ein Vergleich des Niederschlages und damit eine Bewertung des Niederschlagskorrekturfaktors (Abschnitt 7.5.2).

7.5.1 Vergleich mit Validierungsperiode

Beim Vergleich der modellierten Evapotranspiration aus der Validierungsphase (1981-2003), welche mit gemessenen Klimadaten simuliert wurde, gegenüber der aus Klimaprojektionen modellierten Evapotranspiration (hist 1986-2005) zeigt sich, dass die Dynamik im Jahresverlauf gut wiedergegeben wird (Abb. 7-22). Auf die monatlichen Differenzen bezogen, wird in der Trockenzeit mit den Klimaszenarien zu viel Evapotranspiration simuliert. Die Abweichung beträgt von Juli bis Oktober etwa 30 % für beide Klimamodelle. In der Regenzeit wird die Verdunstung hingegen vor allem durch EC-Earth unterschätzt. Dies führt im Jahresmittel nur zu einer sehr geringen Übersimulation von 2.1 % mit EC-Earth und 7.8 % mit den ECHAM-Daten.

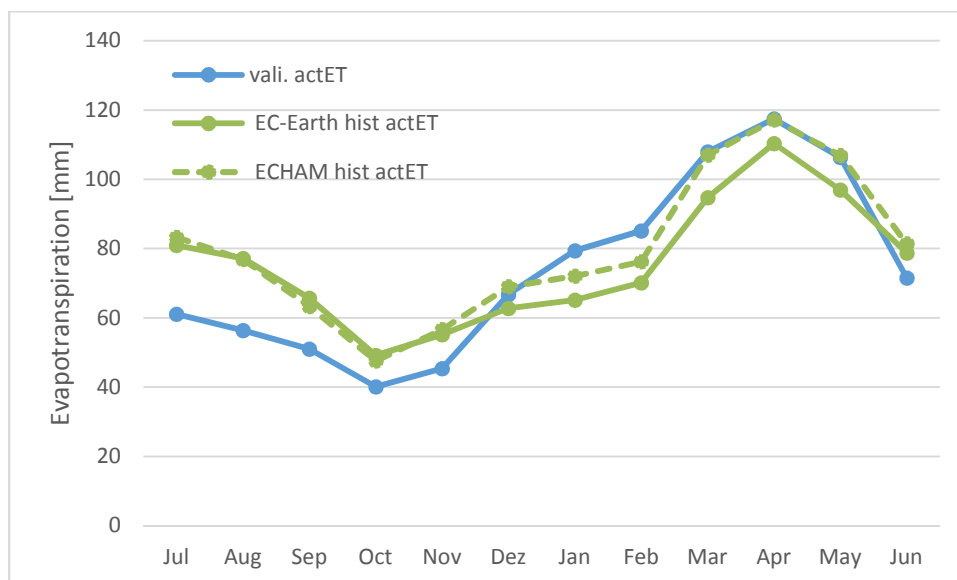


Abb. 7-22: Evapotranspiration modelliert mit gemessenen Klimadaten gegenüber Evapotranspiration modelliert aus Klimaprojektionen

Beim Vergleich der Abflüsse zeigt sich ebenfalls, dass die innerjährliche Dynamik zwischen Regen- und Trockenzeit gut wiedergegeben wird. Allerdings kommt es im Monatsmittel im März und April zu Abweichungen zwischen 35-87 m³/s im Vergleich

zum Validierungsmodelllauf. Diese wurden aber schon deutlich reduziert, da in Abb. 7-22 und 7-23 bereits die Niederschlagskorrekturfaktoren mit in die Simulationen einbezogen werden.

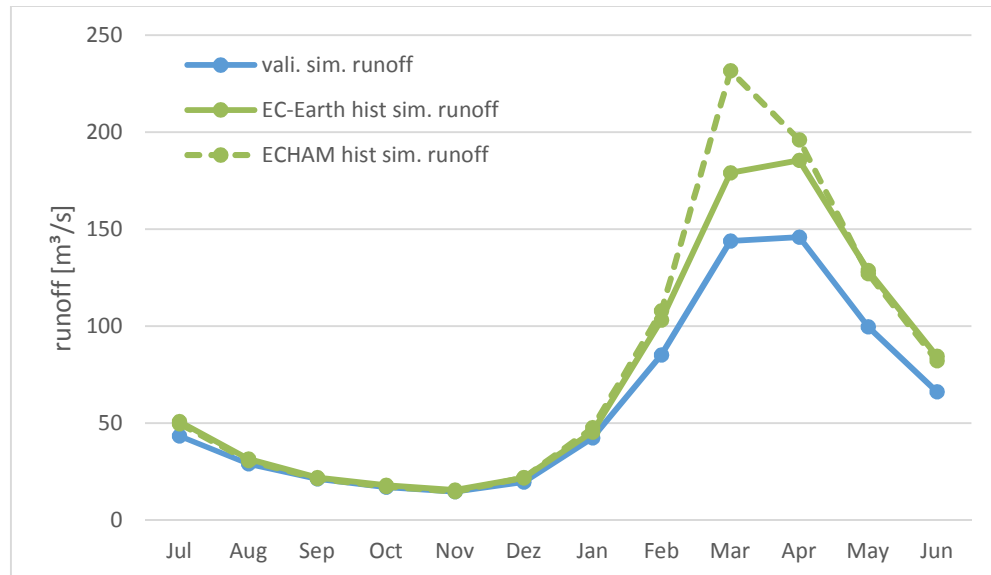


Abb. 7-23: Abfluss modelliert mit gemessenen Klimadaten gegenüber Abflüssen modelliert aus Klimaprojektionen

7.5.2 Bewertung des Niederschlagskorrekturfaktors

Da Niederschläge die wichtigste Eingangsgröße der Gebietswasserbilanz darstellen, wurden diese durch Niederschlagskorrekturfaktoren den langjährigen Monatsmitteln angenähert (Vgl. Abschnitt 5.4 und 6.2.2). Um die Ergebnisse daraus zu bewerten, werden in Abb. 7-24 die Gebietsniederschläge (interpoliert auf EZG) aus den Klimaprojektionen (korrigiert und original) mit den Gebietsniederschlägen der Validierungsphase verglichen. Dabei zeigt sich, dass die innerjährliche Dynamik in allen Fällen gut wiedergegeben wird. Weiterhin werden die vergleichsweise zu hohen Niederschläge der Klimaprojektionsdaten durch die Korrekturfaktoren reduziert. In Tab. 7-3 sind die prozentualen Abweichungen des mittleren jährlichen Niederschlages vom Mittelwert der Validierungsphase (953 mm) dargestellt. Es zeigt sich, dass vor der Korrektur die Überschätzung wesentlich größer war als sie mit der Anwendung der Faktoren ist. Für die ECHAM-Daten konnte diese beispielsweise von 30.6 % auf 5.2 % im Jahresmittel reduziert werden. Da der korrigierte Niederschlag näher an den Messwerten liegt, stellt dieser einen besseren Startwert für die Veränderungsanalysen dar und wird im Folgenden auch dafür verwendet. Abb. 7-20 hat

bereits verdeutlicht, wie stark eine Abweichung des Niederschlages den simulierten Abfluss beeinflusst. Ohne die Anwendung des Faktors würde dieser noch viel stärker überschätzt werden, als er es bereits teilweise in Abb. 7-23 mit Anwendung des Faktors wird.

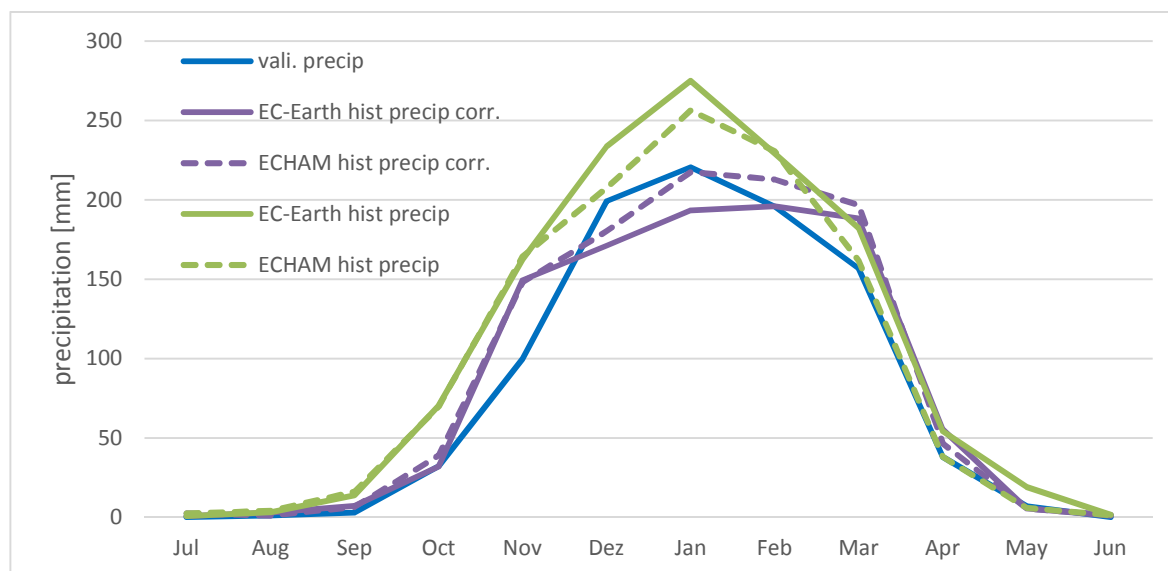


Abb. 7-24: Vergleich der Gebietsniederschläge aus Klimaprojektionen (korrigiert und original) mit interpolierten Messwerten der Validierungsphase

Tab. 7-3: Prozentuale Abweichung der Gebietsniederschläge aus den Klimaprojektionen (korrigiert und original) von den interpolierten Messwerten der Validierungsphase

Precip. increase compared to validation [%]	
precip corr. EC-Earth hist	5.2
precip corr. ECHAM hist	11.1
precip EC-Earth hist	30.61
precip ECHAM hist	21.61

7.5.3 Auswirkungen des Klimawandels

Bevor die von den Klimaszenarien (mit REMO herunterskaliert; Abb. 5-19) getriebenen Modellergebnisse präsentiert und daraus mögliche Folgen des Klimawandels abgeleitet werden, sollen zuerst die Veränderungen in den Eingangsdaten der Klimaszenarien aufgezeigt werden.

Im oberen Teil von Abb. 7-25 ist dazu die projizierte Veränderung des mittleren jährlichen korrigierten Niederschlags von 1986-2005 zu 2081-2100 räumlich distributiv dargestellt. Dabei wird deutlich, dass im RCP 4.5 die Modelle ECHAM und EC-Earth einen räumlich gegenläufigen Trend aufzeigen. Für das emissionsstärkste Szenario 8.5 wird hingegen von beiden Klimamodellen ein stark negativer Trend von bis zu 290 mm im Jahr aufgezeigt, im Mittel beträgt diese Veränderung 124 mm für ECHAM bzw. 132 mm für EC-Earth. Allerdings ist auch hier anzumerken, dass die ECHAM-Projektion in einem kleinen Bereich im Oberlauf eine Zunahme von bis zu 100 mm im Jahr ausweist und somit der gegenläufige Trend auch im RCP 8.5 existiert. Die Veränderungen in der innerjährlichen Dynamik im unteren Teil von Abb. 7-25 stellen sich besonders von Dezember bis Februar als relativ inhomogen heraus. Zu Beginn und Ende der Regenzeit zeichnet sich hingegen besonders für den RCP 8.5 eine leichte Abnahme der Niederschläge bis zum Ende des Jahrhunderts ab, welche im November/Dezember bzw. März/April 20-40 mm im Monat beträgt. Werden die Niederschlagveränderungen für dieses Szenario zusätzlich räumlich sowie quartalsweise berechnet (Abb. A-8; A-9), bestätigt sich dieses Verhalten. Von Oktober-Dezember sowie April-Juni verzeichnen beide Modelle eine Abnahme des Niederschlages. Nur in der Zeit von Januar-März weisen vor allem die ECHAM-Daten stark positive sowie auch negative Veränderungen auf (Abb. A-9), welche im Gebietsmittel allerdings nur 5 % bzw. für EC-Earth 10 % betragen.

Die Temperaturkarten auf HRU-Basis zeigen in Abb. 7-26, dass diese von 20-24 °C im Jahresmittel bis auf 29 °C (RCP 8.5) bis zum Ende des Jahrhunderts ansteigen könnte. Dabei ist der Anstieg räumlich relativ homogen, das heißt, die Spannweite der Temperaturen innerhalb des EZG bleibt erhalten (Oberlauf kühler als Unterlauf). Weiterhin zeigt sich, dass die Temperaturen der EC-Earth-Daten insgesamt etwas kühler ausfallen. Bei der Betrachtung der innerjährlichen Dynamik (Abb. 7-26) fallen die bereits heißesten Monate am Ende der Trockenzeit (September und Oktober) mit der stärksten Temperaturzunahme auf. In diesen Monaten könnten dann im Mittel (RCP 8.5) bis zum Ende des Jahrhunderts um die 31°C erreicht werden (Abb. A-10). Im übrigen Jahr bewegt sich die projizierte Zunahme des RCP 8.5 im Bereich von 5 °C. Ferner fällt in Abb. 7-26 auf, dass im RCP 4.5 teilweise mehr als zwei Grad Differenz zwischen den beiden Modellen liegen. Im extremeren Szenario nähern sich diese aber wieder an. Weitere Extremwerte wurden bereits im Zuge der Eingangsdatenanalyse in Abschnitt 5.4.1 beschrieben (Abb. 5-21).

Change in average annual precipitation (1986-2005 to 2081-2100)

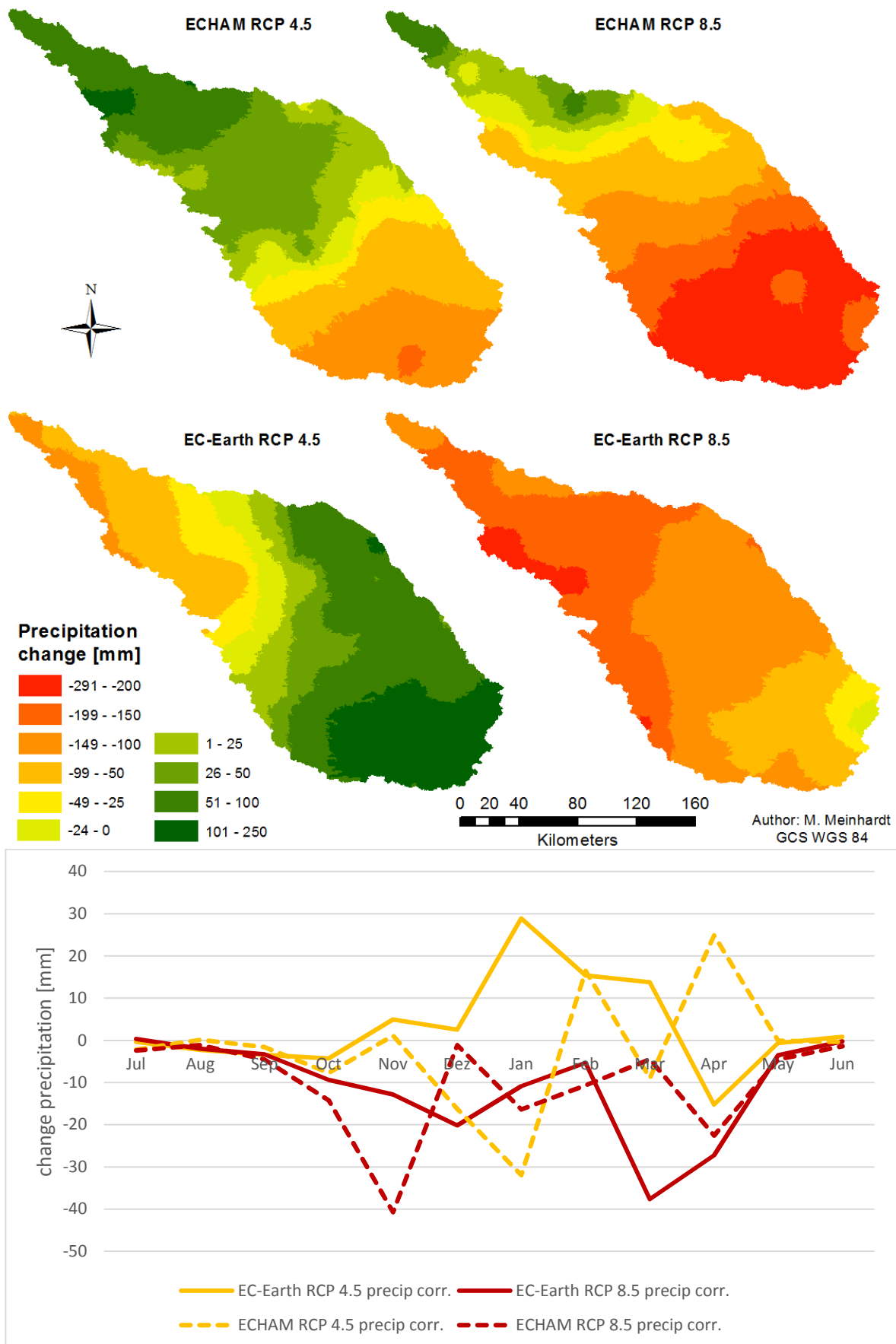


Abb. 7-25: Veränderung des korrigierten Niederschlages von 1986-2005 (hist) zu 2081-2100 (RCP)

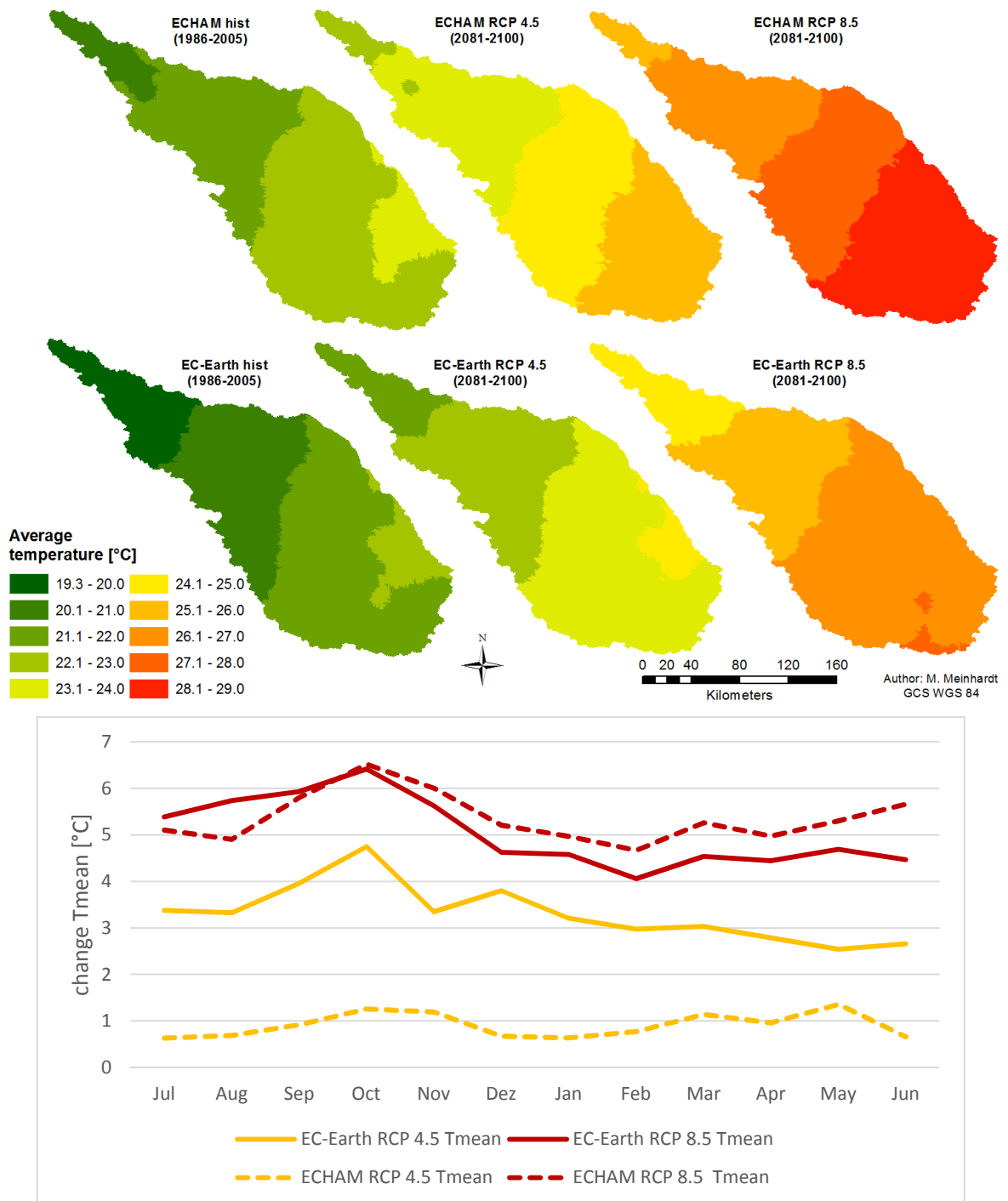


Abb. 7-26: Veränderung der Temperatur von 1986-2005 zu 2081-2100

Insgesamt betrachtet lassen die Unterschiede zwischen und innerhalb der Klimaprojektionen erkennen, dass der projizierte Niederschlag im Vergleich zur Temperatur mit einer wesentlich größeren Unsicherheit behaftet ist. In Tab. 7-4 sind zusätzlich die Gebietsmittel dieser beiden Klimavariablen aufgezeigt, welche diesen Eindruck bestätigen. Einen größeren Rückgang des Niederschlages projizieren nur die RCP 8.5 Szenarien. Ein deutlicher Anstieg der Temperatur ist hingegen schon im RCP 4.5 zu verzeichnen und beträgt für das RCP 8.5 mehr als 5 °C. Die Veränderung der

Temperatur ist im Rahmen der verwendeten Klimaszenarien also als gesichert anzusehen. Wie bereits in Abschnitt 7.4 aufgezeigt, führt eine Erhöhung um 5 °C zu einer starken Reduktion des Abflusses (Tab. 7-2). Die Ursache dafür liegt in der steigenden potentiellen Evapotranspiration.

Tab. 7-4: Mittlere Jahreswerte für Temperatur, Niederschlag, potentielle ET, aktuelle ET, Abfluss, Perkolation, maximale und mittlere Überflutungsausdehnung für 1986-2005 (hist) und 2081-2100 (RCP) sowie prozentuale Veränderung ausgehend von historischen Szenarien (hist) in Klammern

	EC-Earth hist.	EC-Earth RCP 4.5	EC-Earth RCP 8.5	ECHAM hist.	ECHAM RCP 4.5	ECHAM RCP 8.5
mean temp. [°C]	21.03	24.34 (15.7)	26.07 (24)	22.17	23.08 (4.1)	27.53 (24.2)
precip. corr. [mm]	1002.5	1042.5 (4)	870.2 (-13.2)	1058.4	1032.1 (-2.5)	934.6 (-11.7)
pot. ET [mm]	2087.5	2661.1 (27.5)	2890.1 (38.4)	2364.7	2325.1 (-1.7)	3246.7 (37)
act. ET [mm]	907.16	954.9 (5.3)	808.2 (-10.9)	957.65	938.6 (-2)	871.2 (-9)
sim. runoff [m³/s]	73.7	68.8 (-6.6)	42.9 (-41.8)	78.9	71.1 (-9.9)	50.5 (-36)
percolation [mm]	242	235.3 (-2.8)	151.2 (-37.5)	241.7	230.3 (-4.7)	175.6 (-27.3)
max. inundation [km²]	6547.1	6957.3 (6.3)	4394.6 (-32.9)	7111.6	6626.6 (-6.8)	5094 (-28.4)
mean inundat. [km²]	2007.3	2139.8 (6.6)	1275.7 (-36.4)	2201.3	1958.8 (-11)	1426.2 (-35)

Die aktuelle Evapotranspiration fällt hingegen im RCP 8.5 aufgrund der geringeren Niederschlagswasserverfügbarkeit wieder ab (Tab. 7-4). Prozentual betrachtet steigt der Anteil der aktuellen Verdunstung am Niederschlag aber trotzdem an. Die Veränderung auf HRU-Basis in Abb. 7-27 zeigt ebenfalls einen Rückgang für Gebiete mit geringerem projiziertem Niederschlag bzw. einen Anstieg in Bereichen mit gegenläufigem Trend. Besonders große Zunahmen der aktuellen Evapotranspiration zeigen sich in der Hauptüberflutungsebene, da hier durch das Ausufern genügend Wasser aus dem Oberlauf zur Verdunstung zur Verfügung steht. Zuflüsse in diese Ebene zeigen hingegen einen starken Rückgang der Evapotranspiration, da hier offensichtlich die Überflutung stark zurückgeht (RCP 8.5).

Die innerjährliche Dynamik der Veränderung zeigt in Abb. 7-27, dass in der Trockenzeit die Evapotranspiration geringer wird, mit zunehmender Feuchte während der Regenzeit aber weiter ansteigt. Diese Entwicklung ist maßgeblich durch die höheren Temperaturen gesteuert, welche folglich eine veränderte Wasserverfügbarkeit bedingen. Eine Ausnahme mit kaum einer Veränderung bildet hier ECHAM RCP 4.5. Auf HRU-Basis sind hier zwar deutliche Veränderung auszumachen, durch die Mittelwertbildung über das gesamte EZG, heben positive und negative Änderungen sich aber fast auf.

Change in average annual actual evapotranspiration (1986-2005 to 2081-2100)

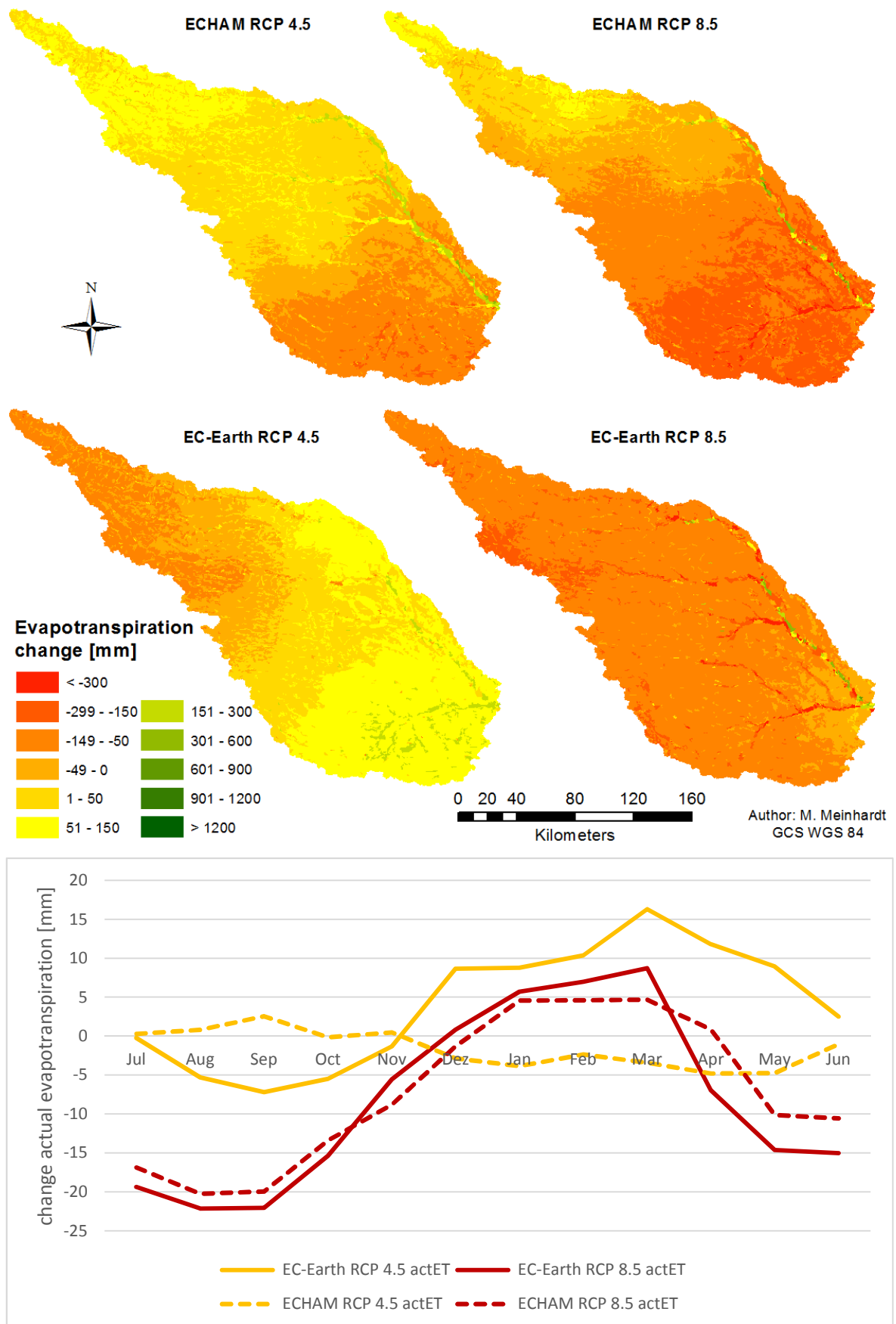


Abb. 7-27: Veränderung der Evapotranspiration von 1986-2005 zu 2081-2100

Die simulierten räumlichen Veränderungen des Abflusses in Abb. 7-28 zeigen ebenfalls deutlich die zuvor aufgezeigten, zum Teil gegenläufigen, Niederschlagsveränderungen. Weiterhin ist ein starker Rückgang des Abflusses in der Überflutungsebene zu erkennen. Dabei handelt es sich vor allem um eine Reduktion von Oberflächen- und Zwischenabfluss, da in diesen Bereichen die Überflutung zurückgeht und somit auch weniger Wasser von diesen Flächen wieder zurückfließt. Auch Abb. 7-29 verdeutlicht, dass diese beiden Abflusskomponenten die Veränderungsdynamik bis zum Ende des Jahrhunderts im RCP 8.5 dominieren. In der Summe aller Komponenten ergibt sich im Jahresverlauf der höchste projizierte Rückgang des Abflusses während der Regen- bzw. Überflutungszeit (Abb. 7-28). Der Durchfluss reduziert sich so am Pegel in Kalabo um bis zu 50 % von Februar bis April (RCP 8.5). Im Jahresmittel beträgt der simulierte Rückgang in diesem Szenario ca. 42 % für EC-Earth und 36 % für ECHAM, wobei letzteres eine höhere Variabilität aufweist (Abb. 7-30).

Da ein direkter Zusammenhang zwischen Abfluss bzw. Wasserstand und Überflutungshöhe besteht, verzeichnet diese einen ähnlich starken Rückgang im Gebietsmittel für dieses Szenario (Abb. 7-31). Die mittlere Überflutungsausdehnung in Abb. 7-32 (oben) reduziert sich ebenfalls um 35-36 % für beide Klimamodelle im RCP 8.5. Die maximale Ausdehnung der Überflutung in Abb. 7-32 (unten) reduziert sich hingegen nur um 28-33 % (Vgl. Tab 7-4). Weiterhin weisen für dieses Szenario die ECHAM-Daten im Vergleich zu EC-Earth eine wesentlich größere Variabilität auf, das heißt, die mittlere und maximale Überflutungsausdehnung schwanken zwischen den Jahren stärker. Ferner zeigen die Boxplots in Abb. 7-32 auch auf, dass aufgrund der größeren Flächen die Variabilität der maximalen Überflutungsausdehnung deutlich höher ist, als die der mittleren Ausdehnung.

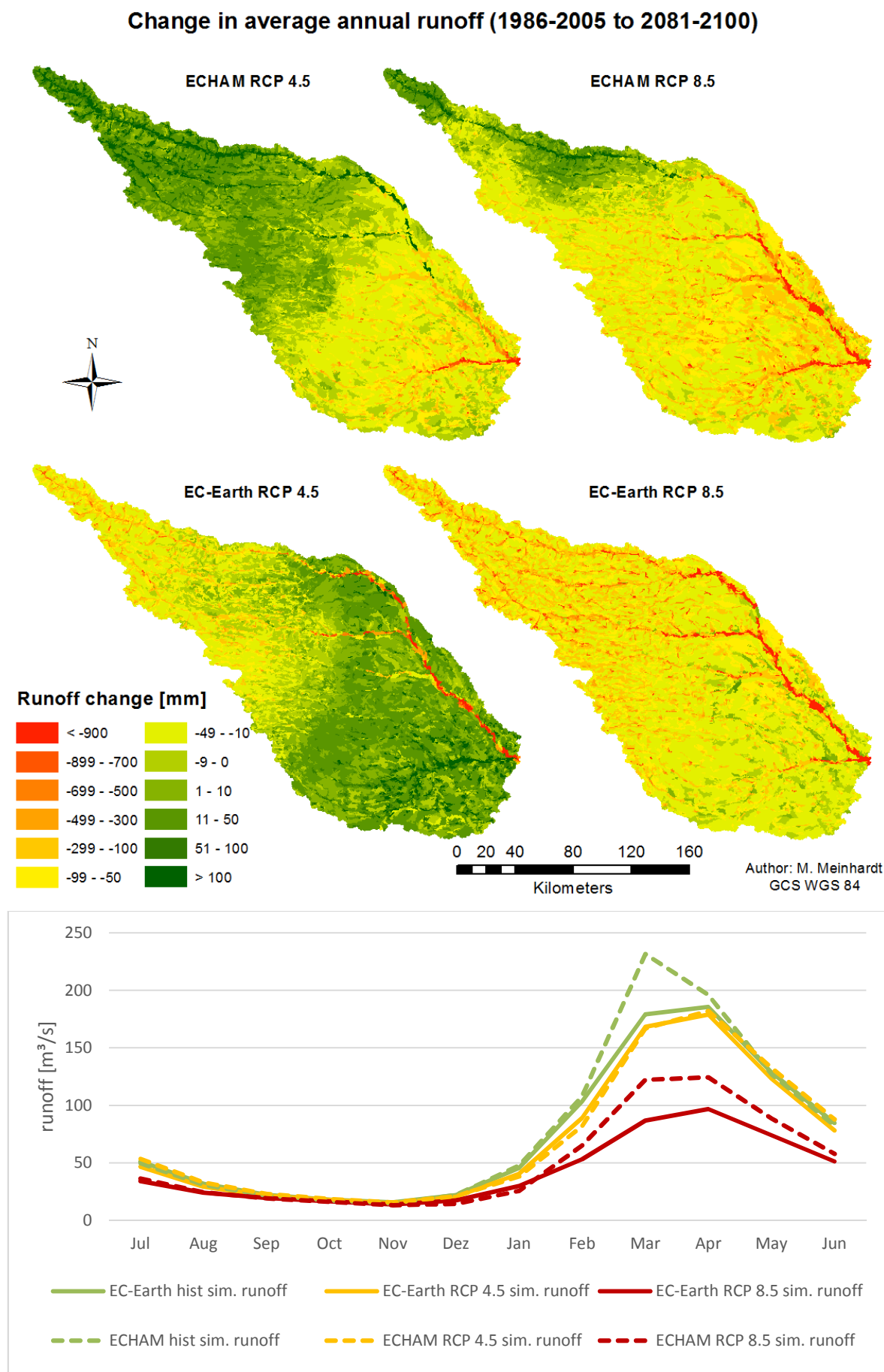


Abb. 7-28: Veränderung des Abflusses von 1986-2005 zu 2081-2100

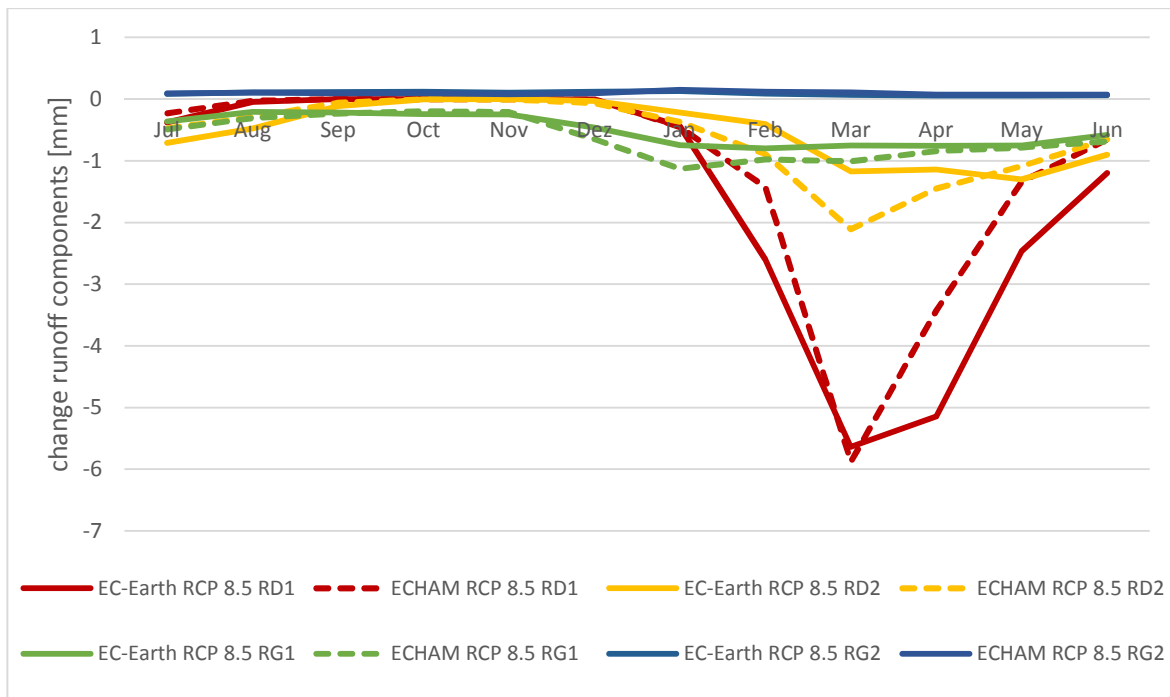


Abb. 7-29: Veränderung der Abflusskomponenten im Jahresgang von 1986-2005 zu 2081-2100 (RCP 8.5)

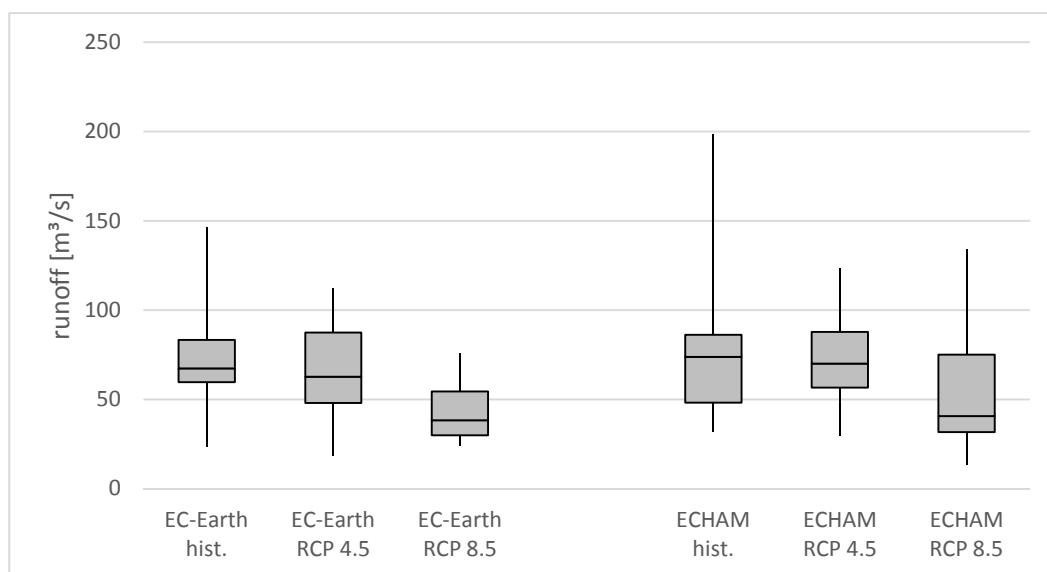


Abb. 7-30: Mittlere jährliche Abflüsse von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP) (Boxplot: Max, 3.Quartil, Median, 1.Quartil, Min)

Im RCP 4.5 wird mit den EC-Earth Daten eine Zunahme der Fluthöhe von ca. 6 % simuliert, da in diesem Szenario eine starke Zunahme des Niederschlages im Unterlauf enthalten ist. Für die ECHAM-Daten ist hingegen eine deutliche Reduktion von 11 % für die mittlere Überflutungsausdehnung zu erkennen. Die Höhe der Überflutung beträgt in Abb. 7-31 nur wenige Millimeter, da es sich um das Gebietsmittel über alle HRUs handelt

und somit auch höher gelegene Bereiche berücksichtigt werden, die niemals überflutet werden. Vor allem auf HRU-Basis zeigt sich, dass laut diesem Modell wesentlich weniger Flächen im Unterlauf überflutet sein werden, die zuvor nur einen sehr flachen Wasserstand aufwiesen (Abb. 7-31). Insgesamt werden für beide Modelle im RCP 8.5 ein starker Rückgang der Überflutungshöhe und damit auch eine Reduktion der überfluteten Flächen auf die Hauptüberflutungsebene simuliert.

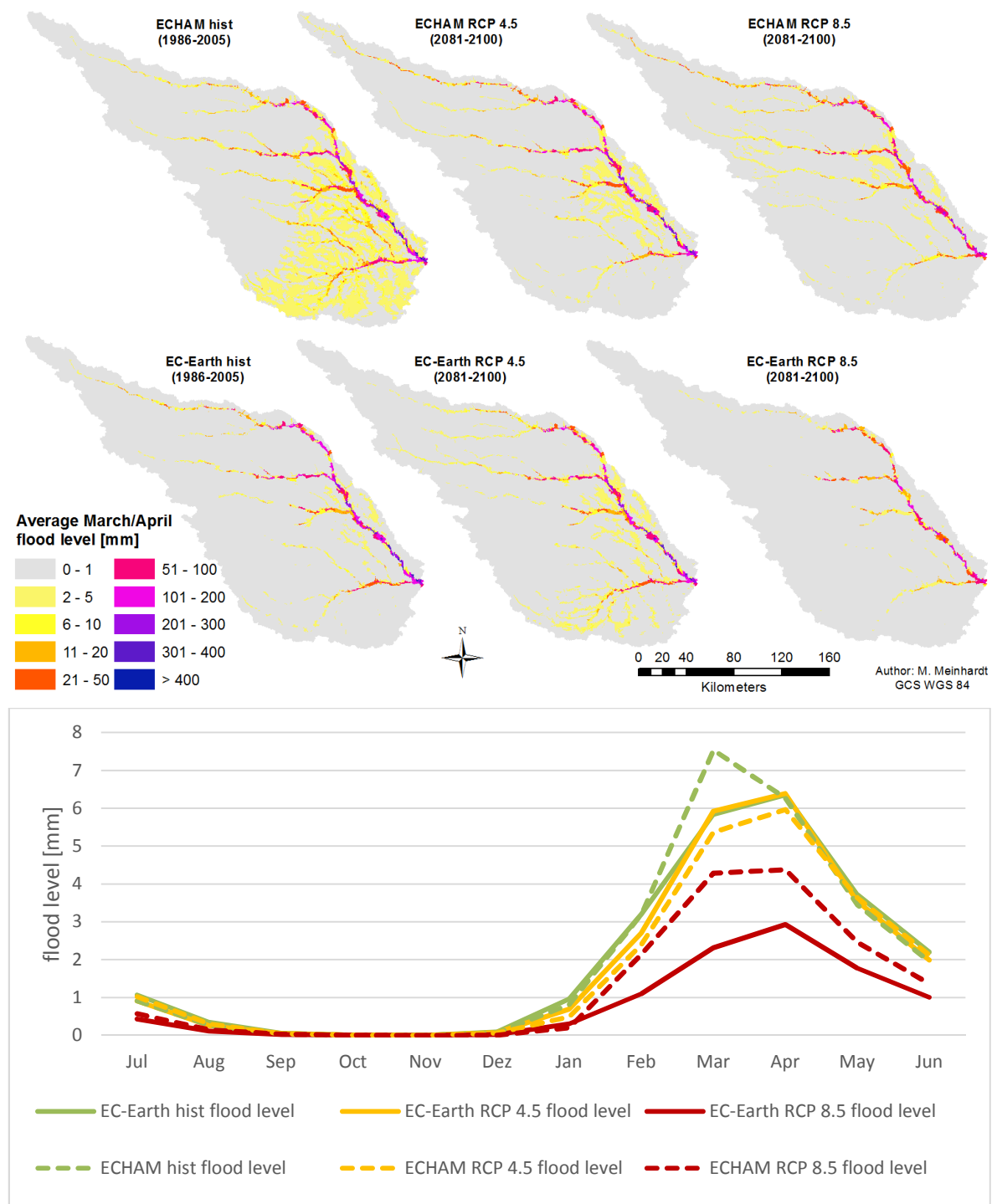


Abb. 7-31: Veränderung der Überflutung von 1986-2005 zu 2081-2100

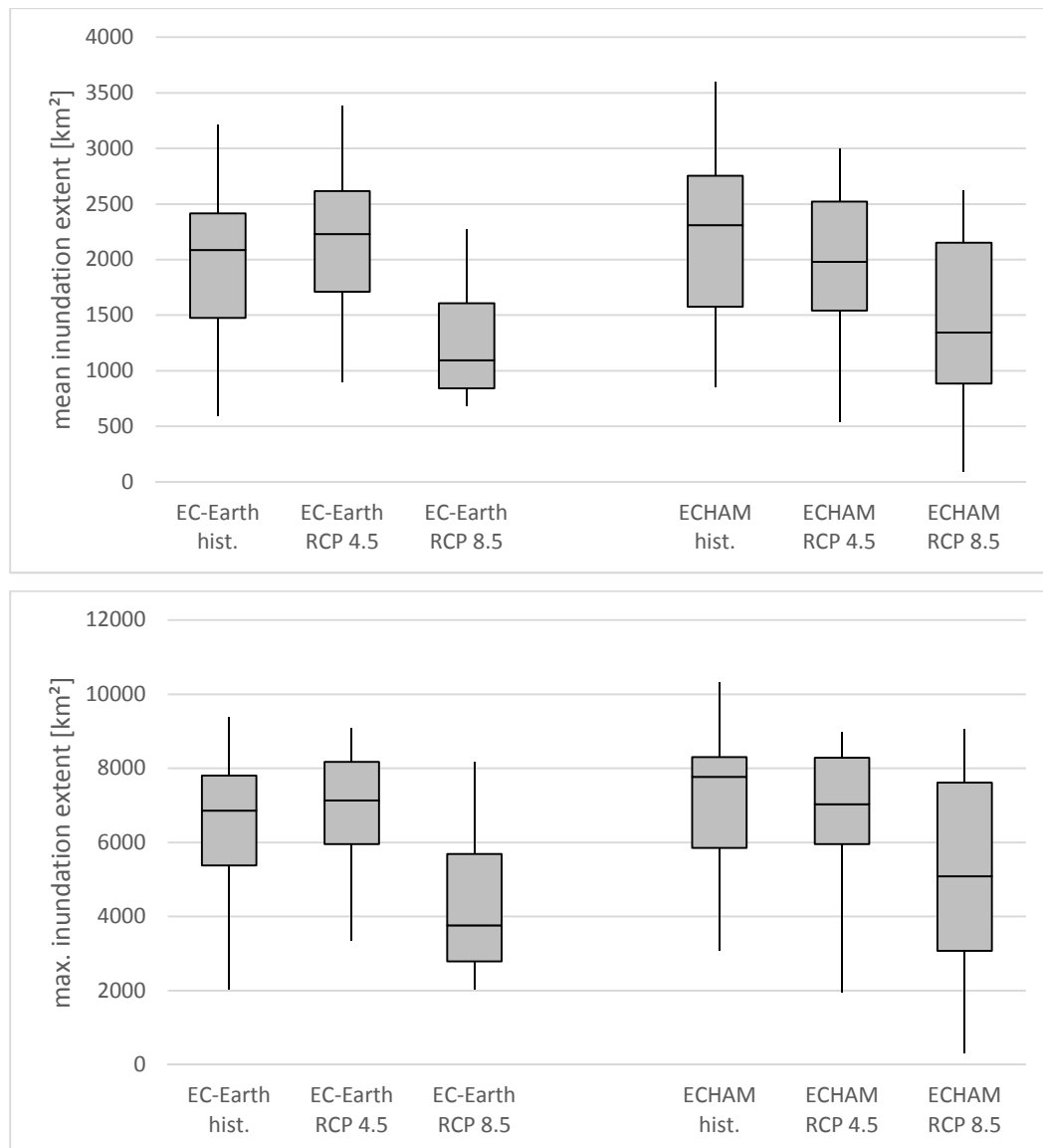


Abb. 7-32: Mittlere (oben) und maximale Ausdehnung (unten) der Überflutung von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP) (Boxplot: Max, 3.Quartil, Median, 1.Quartil, Min)

Dieser Rückgang der Überflutung wirkt sich auch auf den Bodenspeicher aus. In Abb. 7-33 ist dazu die Veränderung des Mittelporenspeichers dargestellt, welche die stärkste Reduktion des MPS im Bereich der Überflutungsebene verzeichnet (RCP 8.5). Weiterhin zeigt dieses Szenario für beide Klimamodelle eine Abnahme des mittleren jährlichen MPS von 100-200 mm/Jahr in großen Bereichen des EZGs. Die innerjährliche Dynamik zeigt dazu im Gebietsmittel die größte Abnahme von bis zu 146 mm/Monat im Zeitraum April – Juni, was etwa 32 % entspricht.

Für die Veränderung der Perkolation zeigt sich in Abb. 7-34 großflächig eine starke Reduktion von 20-60 % im RCP 8.5. Im Bereich der Überflutungsebene fällt diese sogar noch größer aus. Für das gemäßigte RCP 4.5 Szenario wird für Bereiche zunehmender

Niederschläge auch eine leichte Zunahme der Grundwasserneubildung simuliert. Die innerjährliche Dynamik in Abb. 7-34 zeigt, dass die Perkolation während der Regenzeit am größten ist und dort mit bis zu 20 mm/Monat ihren größten Rückgang im RCP 8.5 verzeichnet. Im Januar entspricht dies sogar einer Reduktion der Grundwasserneubildung um 46 %. In der Jahressumme verringert sich diese um 38 (EC-Earth RCP 8.5) bzw. 27 % (ECHAM RCP 8.5), wobei die Variabilität zwischen den Jahren in letzterem deutlich größer ist (Abb. 7-35).

Zusammenfassend können die Veränderungen der wichtigsten Eingangsgrößen Temperatur und Niederschlag noch einmal aus Tab. 7-4 nachvollzogen werden. Diese führen wie in diesem Abschnitt aus den Modellergebnissen aufgezeigt, zu starken hydrologischen Veränderungen bis zum Ende des Jahrhunderts. Der projizierte Rückgang des mittleren jährlichen Abflusses um 42 (EC-Earth RCP 8.5) bzw. 36 % (ECHAM RCP 8.5) sowie die stark reduzierte Grundwasserneubildung und Überflutungsausdehnung werden wahrscheinlich nicht ohne Folgen für das Untersuchungsgebiet bleiben.

Change in average soil storage (middle pores) (1986-2005 to 2081-2100)

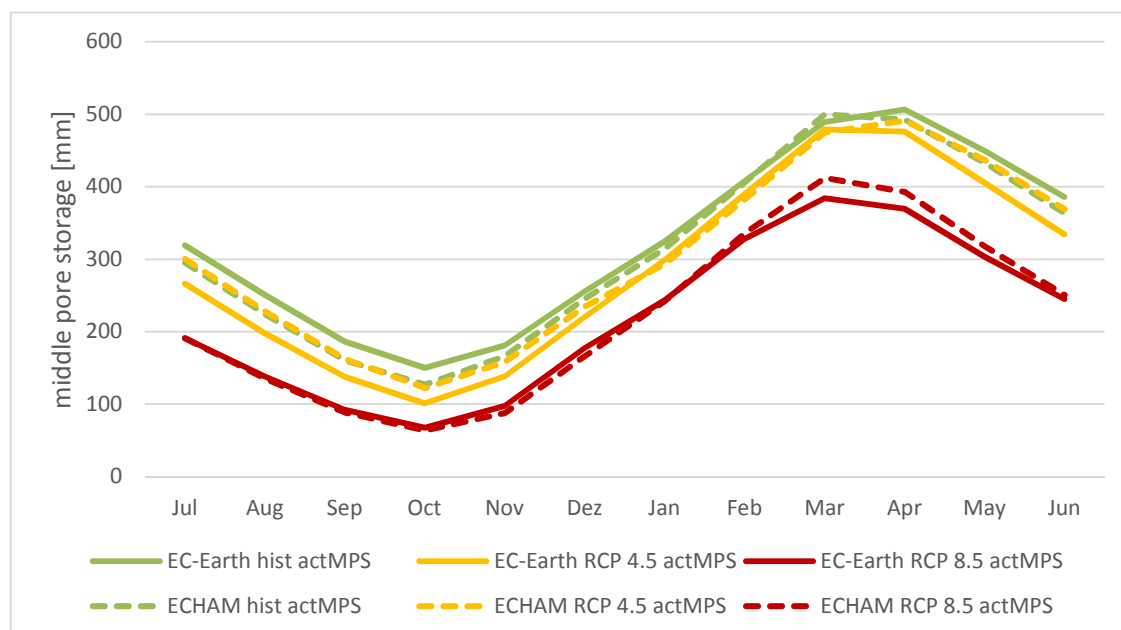
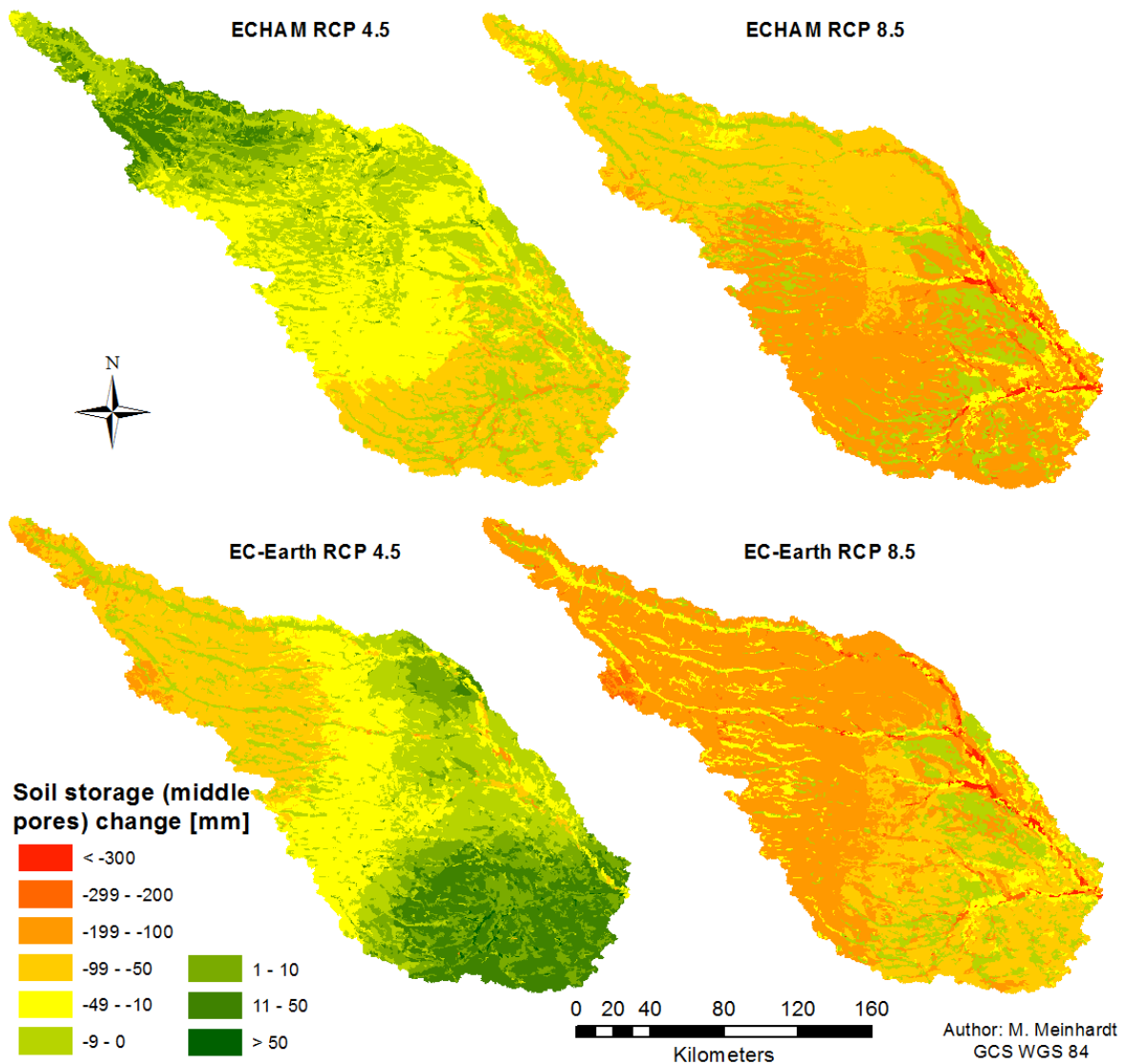


Abb. 7-33: Veränderung des Mittelporenspeichers von 1986-2005 zu 2081-2100

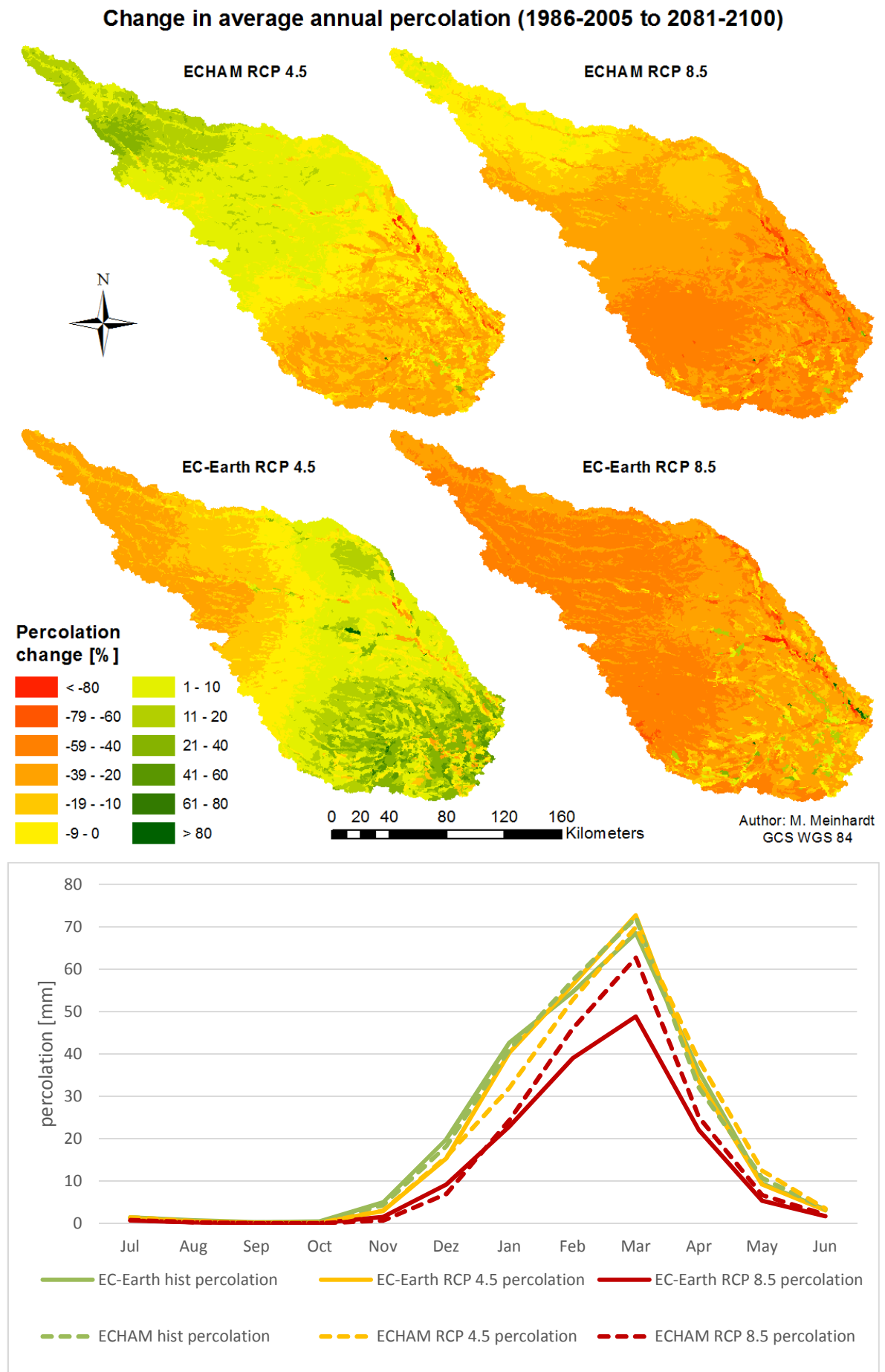


Abb. 7-34: Veränderung der Perkolation von 1986-2005 zu 2081-2100

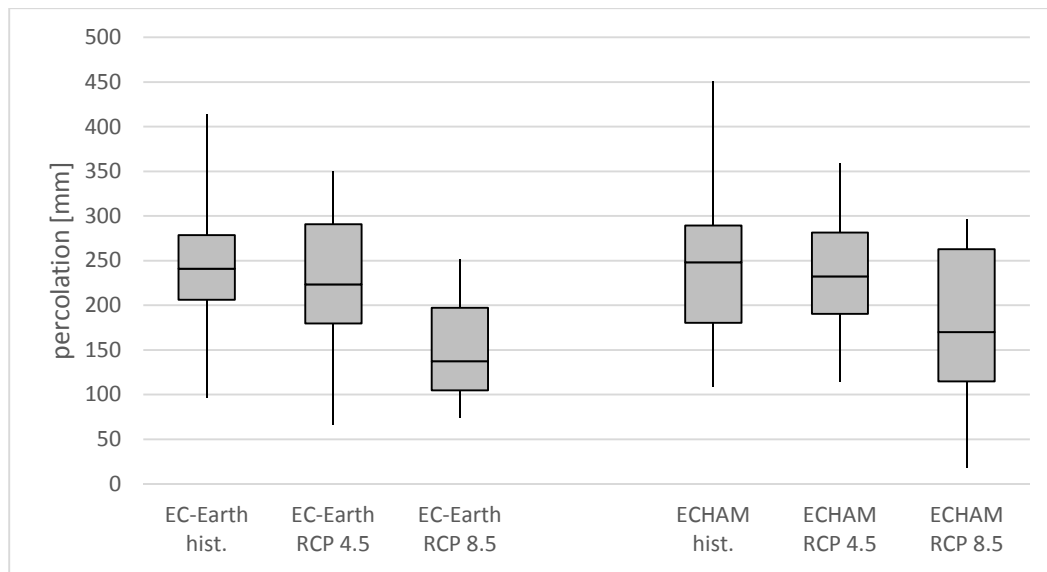


Abb. 7-35: Mittlere jährliche Perkolation von 1986-2005 (hist.) und 2081-2100 (RCP) (Boxplot: Max, 3.Quartil, Median, 1.Quartil, Min)

7.6 Vergleich mit Modell ohne Überflutungskomponente

Im Folgenden sollen die aufgezeigten Ergebnisse des entwickelten Modells J2000-Flood mit denen des originalen Modells ohne Überflutungssimulation verglichen werden. Dieses wurde dabei ebenfalls mit OPTAS kalibriert (Vgl. Abschnitt 6.4) und weist abgesehen von der fehlenden Überflutungskomponente eine identische Prozessrepräsentation und Struktur auf.

Ein Vergleich der Gütemaße in Tab. 7-5 verdeutlicht, dass diese für das Überflutungsmodell alle eine bessere Simulation des Abflusses am Pegel in Kalabo anzeigen. Am stärksten ausgeprägt sind diese Verbesserungen für den Volumenfehler PBIAS sowie für E2. Letzteres verdeutlicht eine bessere Repräsentation der Abflussspitzen durch die Überflutungssimulation, wie es ansatzweise auch in Abb. 7-36 zu erkennen ist. Zusätzlich ist aber anzumerken, dass sich die Hydrographen an vielen Stellen sehr ähnlich sind, was auch durch die recht geringe Verbesserung der Gütemaße deutlich wird.

Tab. 7-5: Gütemaße zum Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss des originalen Modells (J2000) sowie des Modells mit Überflutungssimulation (J2000-Flood)

Efficiencies	Validation J2000 1981-2003	Validation J2000-Flood 1981-2003
E1 (modified Nash-Sutcliffe-efficiency with power 1)	0.56	0.601
E2 (Nash-Sutcliffe-efficiency)	0.677	0.745
log_E1 (logarithmized modified Nash-Sutcliffe-efficiency)	0.562	0.570
log_E2 (logarithmized Nash-Sutcliffe-efficiency)	0.712	0.745
R² (coefficient of determination)	0.724	0.745
RMSE (root mean square error) [m ³ /s]	31.037	27.556
PBIAS (relative percentage volume error) [%]	13.315	-1.293

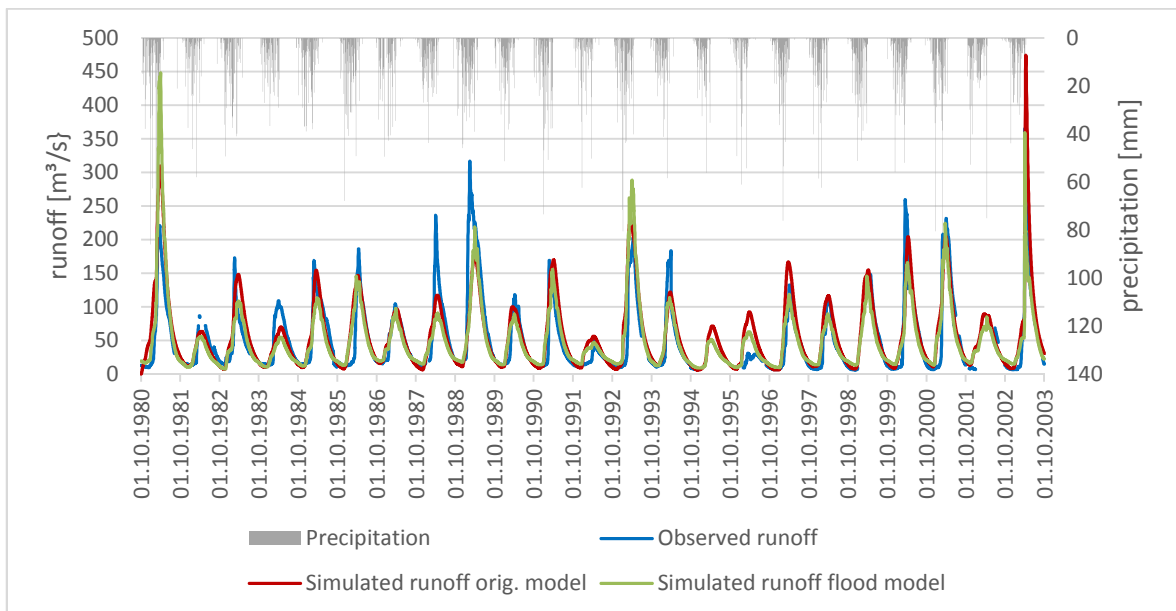


Abb. 7-36: Vergleich von gemessenem und simuliertem Abfluss des originalen Modells (J2000) sowie des Modells mit Überflutungssimulation (J2000-Flood) am Pegel in Kalabo (Validierungszeitraum 1981-2003)

Die Abflusskomponenten unterscheiden sich zwischen den beiden Modellen hingegen stark (Abb. 7-37). Die Simulation ohne Überflutungskomponente ist im Wesentlichen durch den schnellen Basisabfluss (RG1) geprägt, die übrigen Abflusskomponenten tragen hier kaum zum Gesamtabfluss bei. Wird hingegen im Modell Überflutung simuliert, kommt es folglich zur Entwicklung von Oberflächenabfluss (RD1) und auch der Zwischenabfluss (RD2) ist während dieser Periode vergleichsweise stärker ausgeprägt. Zusätzlich ist der langsame Basisabfluss (RG2) besonders während der Niedrigwasserperiode am Ende der Trockenzeit aktiv, um einen Mindestabfluss zu gewährleisten. Verursacht wird dieser aufgezeigte Unterschied zwischen den Modellen auch durch unterschiedliche Parameterwerte aus der Kalibration mit OPTAS. Tab. A-3

zeigt, dass für das Modell ohne Überflutungskomponente die maximale Perkolationsrate (soilMaxPerc) wesentlich höher eingestellt wurde. Auch der Koeffizient zur Verteilung von Wasser zwischen RG1 und RG2 (gwRG1RG2dist) ist so parametrisiert, dass die aufgezeigte Dominanz des schnellen Basisabfluss (RG1) möglich wird.

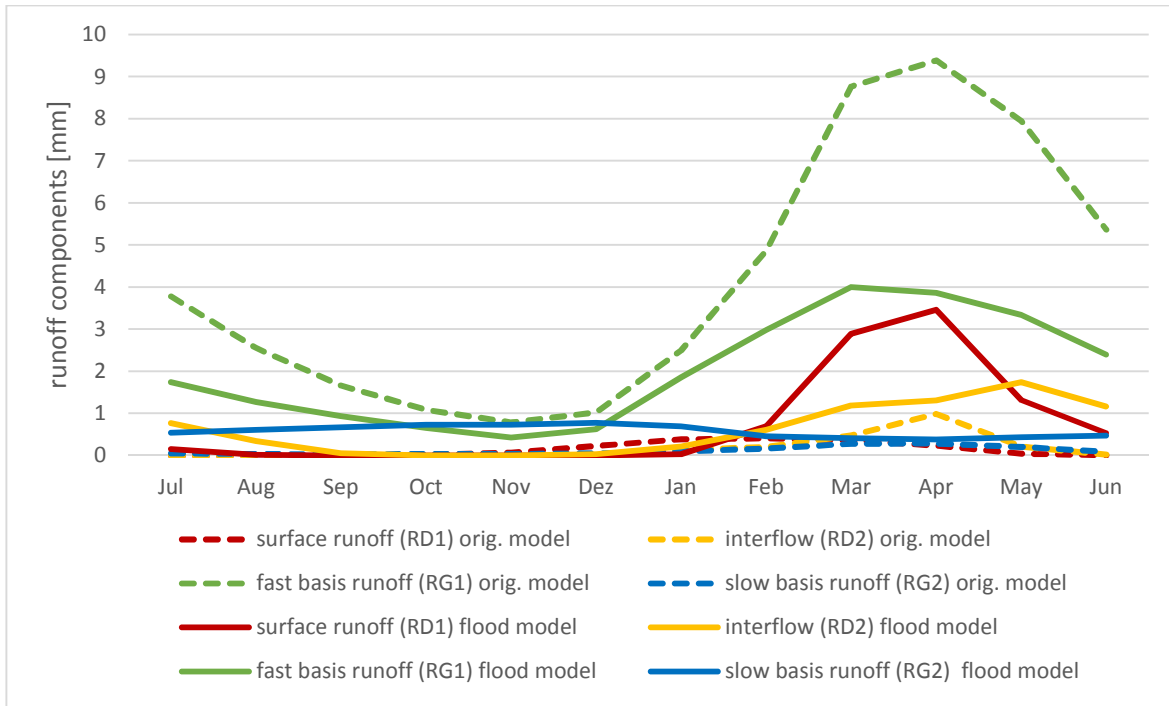


Abb. 7-37: Mittlerer monatlicher Beitrag der Abflusskomponenten im Gebietsmittel (1981-2003) des originalen Modells (gestrichelt) sowie des Modells mit Überflutungssimulation (durchgezogen)

8 Diskussion

In diesem Teil der Arbeit sollen die zuvor aufgezeigten Ergebnisse im Vergleich mit anderen Studien diskutiert werden. Dabei werden in Abschnitt 8.1 neben der im Modell abgebildeten Prozessdynamik auch die Modellergebnisse aus den Klimaszenarien bewertet. Abschließend erfolgt in Abschnitt 8.2 eine Betrachtung der verwendeten Daten unter dem Aspekt der draus resultierenden Ungenauigkeiten im Modell.

8.1 Vergleiche mit anderen Studien

Hinsichtlich der hydrologischen Prozessdynamik zeichnen andere Arbeiten ein im Vergleich zu den Ergebnissen dieser Arbeit sehr ähnliches Bild für den Oberen Zambezi (BASTIAANSEN 1995; GERRITS 2005; MCCARTNEY et al. 2013; WINSEMIUS et al. 2006). Da das Modell entsprechend der in Abschnitt 4.7 beschriebenen Eigenschaften parametrisiert wurde, zeigt sich aufgrund der gut drainierten Sandböden der schnelle Basisabfluss als dominierende Abflusskomponente (Vgl. Abb. 4-13). Oberflächenabfluss tritt hingegen nur entlang der größeren Tiefenlinien sowie in den Überflutungsbereichen auf. Bei der Entstehung der Überflutung spielt neben der Ausuferung der Gewässer der Grundwasserkörper die tragende Rolle. Erst wenn dieser und die darüber liegenden Sande aufgesättigt sind, kann es zu Überstauung und somit Oberflächenabfluss kommen. WINSEMIUS et al. (2006) sprechen in diesem Zusammenhang von einem Schwellwertverhalten. Deutlich wurde dazu in Abb. 7-6 gezeigt, wie lange es dauert bis diese Speicher aufgesättigt sind. Die zeitliche Verzögerung zwischen den niederschlagsreichsten Monaten und dem Scheitel der Überflutung ist erheblich. BASTIAANSEN (1995) schreibt dazu, dass selbst die Ausprägungen von vorhergehenden Regenzeiten sich noch auf nachfolgende Überflutungsjahre auswirken, da der Grundwasserspeicher unterschiedliche Füllstände aufweist. Auch das Modell dieser Arbeit zeigt ein solches Verhalten.

Das angesprochene Schwellenwertverhalten durch die Aufsättigung der Böden mit Grundwasser konnte im Modell allerdings nicht auf diese Weise repräsentiert werden, da im Grundwassermodul des J2000 keine Grundwasserstände modelliert werden. Ferner liegen auch keine Messungen von Grundwasserpegeln aus der Region vor, um eine Grundlage für eine weitere Modellentwicklung zu schaffen. Im vorliegenden Modell

stammt das zur Überflutung beitragende Wasser größtenteils aus den einzelnen Gewässersegmenten. Das heißt, das Grundwasser kann abgesehen vom kapillaren Aufstieg nur als Basisabfluss über die Gewässersegmente in die Überflutungsbereiche gelangen. Dies könnte eine Ursache dafür sein, dass das Modell im Mittel die überflutete Gesamtfläche aus dem DFI deutlich unterschätzt (539 km² bzw. 35.2 %). Weiterhin zeigt sich auch in der räumlichen Validierung (Abb. 7-16), dass es in Gebieten mit nur einem sehr kleinen Oberlauf zu einer Unterschätzung der überfluteten Fläche kommt. Ursächlich ist dabei, dass an diesen Stellen im Modell kaum Wasser zur Überflutung zu Verfügung steht. Tatsächlich wird hier die Überflutung aber mehrheitlich durch einen steigenden Grundwasserspiegel bedingt, welcher zu einer Aufsättigung der Böden beiträgt (WINSEMIUS et al. 2006). Beispielhaft können hier die Bereiche des Luanginga Plain National Park östlich der Hauptüberflutungsebene genannt werden oder Bereiche im Süden des USG mit zahlreichen grundwasserbeeinflussten Dambos. Letztere entwickeln ebenfalls ein Gewässernetz nachdem sie vollständig gefüllt sind (GOUDIE 1996b).

Trotz dieser prozesstechnischen Einschränkung im Grundwasserbereich zeigen die Ergebnisse der Flutvalidierung, dass die Überflutung vor allem in den großen Überflutungsebenen gut von der entwickelten Modellkomponente abgebildet wird (Vgl. Abschnitt 7.3, Abb. 7-15). Auch die modellierten Abflusskomponenten geben im Vergleich mit der Literatur und den Beobachtungen im Gelände ein stimmiges Bild. Insgesamt betrachtet mindert das hohe Infiltrationsvermögen der Böden sowie der große Retentionsraum in den Überflutungsebenen die Abflussspitzen und führt somit zu diesen vergleichsweise glatt verlaufenden Abflusskurven (MCCARTNEY et al. 2013).

Durch die Überflutung als zyklischen großflächigen Prozess spielt die Evapotranspiration im Untersuchungsgebiet eine erhebliche Rolle und sollte somit möglichst korrekt modelliert werden. Für die mittlere jährliche aktuelle sowie potentielle Evapotranspiration zeigen sich im Vergleich mit den von GOUDIE (1996a), für verschiedene Breitengrade in Afrika, angegebenen Wertebereiche, realistische Modellergebnisse. Dabei liegen die berechneten Verdunstungswerte teilweise etwas höher. Dies ist aber auf das Vorhandensein der Überflutungsbereiche und der dadurch bedingten Vegetation zurückzuführen. Andere Studien im Oberen Zambezi, wie MEIER et al. (2011), geben ebenfalls Werte von 2000 mm/Jahr für die potentielle Evapotranspiration an, was in guter Übereinstimmung mit den Werten aus Abb. 7-7 steht. Ebenfalls ähnlich Werte ($\approx 90\%$) ermitteln WINSEMIUS et al. (2008) für den Anteil der Verdunstung in der Wasserbilanz in

einem Gebiet mit ähnlicher naturräumlicher Ausstattung und Niederschlagswerten im östlichen Sambia (Vgl. Abschnitt 7.2).

Da das entwickelte Modell die angesprochenen Prozesse treffend beschreibt und somit realitätsnahe Ausgaben erzeugt, wurde es auch verwendet um mittels verschiedener Klimaszenarien mögliche hydrologische Veränderungen bis zum Ende des Jahrhunderts zu simulieren. Dabei resultiert aus einem leichten Rückgang des Niederschlages, aber vor allem aus der steigenden Temperatur eine erhöhte Verdunstung und somit eine Verminderung des mittleren jährlichen Abflusses um 42 (EC-Earth RCP 8.5) bzw. 36 % (ECHAM RCP 8.5). Auch andere Studien projizieren sinkende Abflüsse in der Region (KLING et al. 2014; WOLSKI et al. 2012; ZHAO & DAI 2015), die durch hydrologische Messungen in der Vergangenheit bereits bestätigt wurden (GAUGHAN & WAYLEN 2012). Für die Reduktion des mittleren Abflusses im benachbarten Okavango (Pegel Mukwe) werden beispielsweise Werte zwischen 17 und 26 % bis zum Ende des Jahrhunderts angegeben (ANDERSSON et al. 2006; TODD et al. 2008). KLING et al. (2014) modellieren mit EU WATCH Daten einen Rückgang von bis zu 18 % für den gleichen Zeitraum im gesamten Zambezi. Im Vergleich mit dem Untersuchungsgebiet dieser Arbeit fallen diese Werte niedriger aus. Die Ursache dafür ist wahrscheinlich in der vergleichsweise höheren Verdunstung im Luanginga zu suchen. Diese wird durch den größeren Anteil der Überflutungsfläche an der jeweiligen Einzugsgebietsgröße bedingt. Ferner wurden in den Studien neben den unterschiedlichen Einzugsgebieten auch verschiedene Klimamodelle, Szenarien sowie hydrologische Modelle verwendet, was eine Vergleichbarkeit untereinander schwierig macht. Gemeinsam resultieren sie aber alle in stark sinkenden Abflüssen bis zum Ende des Jahrhunderts. Zusätzlich weisen die Klimaprojektionsdaten Unsicherheiten auf die im folgenden Abschnitt angesprochen werden.

KLING et al. (2014) haben die Sensitivität des Abflusses gegenüber der Niederschlags- und Temperaturunsicherheit in den Eingangsdaten untersucht. Dies zeigt gleichzeitig die hydrologischen Auswirkungen bei einer Veränderung der jeweiligen Klimavariablen. Im Vergleich zu Abschnitt 7.4 reagiert der Abfluss auf eine Temperaturerhöhung ähnlich sensitiv, bei einer Niederschlagsänderung ($\pm 10\%$) zeigt die angesprochene Publikation hingegen eine noch stärkere Änderung des Abflusses auf.

Ein Vergleich mit den Ergebnissen anderer Überflutungsmodelle gestaltet sich schwierig, da neben den unterschiedlichen Gebieten und Eingangsdaten auch verschiedene Methodiken zur Validierung und Ergebnisdarstellung verwendet werden. Ferner ist diese Arbeit aus dem Bedarf entstanden ein Modellsystem zu schaffen, welches die Überflutung

distributiv in einem hohen Detailgrad sowie gleichzeitig für ein größeres Einzugsgebiet von mehreren 10000 km² abbildet. Auf einen Vergleich mit Modellen die entweder auf in-situ-Messungen zur Gewässergeomorphologie basieren (HUNTER et al. 2007; PRAMANIK et al. 2010) oder nur kleinere (27 km²; ADAMS et al. 2016) bis isolierte Feucht- bzw. Überflutungsgebiete modellieren (FERNÁNDEZ et al. 2016; THOMPSON et al. 2004; ZHANG & MITSCH 2005) wird daher verzichtet, da mit diesen auf einer anderen Skala modelliert wird. Gleiches gilt für Modelle die Überflutung für ganze Kontinente (DECHARME et al. 2008) oder gar global repräsentieren, da diese nur eine räumliche Auflösung von 1° x 1° aufweisen (DECHARME et al. 2012). Auch in der Überflutungsmodellierung von größeren Einzugsgebieten wie dem Niger (DADSON et al. 2010) oder dem Amazonas (BEIGHLEY et al. 2009; COE et al. 2008) wurde bisher mit Auflösungen zwischen 0.5° und 5' gearbeitet. Bezüglich der Validierung waren COE et al. (2008), DECHARME et al. (2008) und DADSON et al. (2010) mit die ersten Arbeiten, welche neben gemessenen Abflüssen auch parallel Fernerkundungsdaten zur Bewertung der modellierten Überflutung eingesetzt haben. Folglich lassen sich hinsichtlich der Validierungsmethodik durchaus parallelen zur vorliegenden Arbeit ziehen, ein direkter Vergleich ist aber aufgrund der bereits angeführten Gründe weniger sinnvoll.

8.2 Quellen und Konsequenzen von Unsicherheiten

Eine gewisse Unsicherheit in Ergebnissen der Umweltsystemmodellierung ist generell in allen Arbeiten dieser Art vorhanden. Dabei ist zu unterscheiden, ob diese aus den Modellen und deren Parametern selbst (Vgl. Abschnitt 7.4) oder aber aus den Eingangsdaten resultiert (RENARD et al. 2010). Da die vom Modell abgebildete Prozessdynamik bereits im vorhergehenden Abschnitt diskutiert wurde, soll im Folgenden hauptsächlich eine Betrachtung der verwendeten Daten als Quellen von Unsicherheiten erfolgen. Allerdings unterliegt dies der Einschränkung, dass die Eingangsdaten im USG aufgrund fehlender Referenzdatensätze nur schwer in ihrer Genauigkeit zu prüfen sind.

Hinsichtlich der Ausbreitung der modellierten Überflutung ist vor allem das digitale Geländemodell bezüglich Ungenauigkeiten genauer zu betrachten. Das verwendete SRTM DGM (Vgl. Abschnitt 4.2) weist in Bereichen mit einer Hangneigung kleiner 10° und Gras- sowie Buschland eine mittlere Höhengengenauigkeit von etwa 3.1-4.4 m (RMSE 12.4-16.5 m) auf (TIGHE & CHAMBERLAIN 2009). Auch weitere Arbeiten geben dazu

Abweichungen in ähnlicher Größenordnung an (GOROKHOVICH & VOUSTIANIOUK 2006; PRAMANIK et al. 2010; SANDERS 2007). Die Landschaft im Überflutungsbereich des USG entspricht größtenteils den Eigenschaften der genannten Studien. Ferner wird das SRTM DGM vom USGS, wahrscheinlich aufgrund der Höhenungenauigkeit, auch nur ganzzahlig im Meterbereich zur Verfügung gestellt. Ausgehend von diesen Werten wurde für jede HRU die mittlere Höhe im Modell verwendet, was durch die räumliche Mittelwertbildung zu einer Verminderung der Ungenauigkeit führt (JUNG & JASINSKI 2015). Trotzdem ist verglichen mit den modellierten Überflutungshöhen die Höhengenaugkeit des DGMs vor allem an den Rändern der modellierten Überflutung sowie bei geringen Wasserständen auf den HRUs als erhebliche Fehlerquelle in Betracht zu ziehen. Als Konsequenz ist die Ausdehnung der Überflutung in diesen Bereichen nur unter Vorbehalt zu betrachten.

Auch FERNÁNDEZ et al. (2016) verweisen im Zuge ihrer Abweichungen bei der Modellierung der Logone Floodplain in Kamerun auf die Ungenauigkeiten des SRTM DGM, welche teilweise zu einem ungenauen Routing der Überflutung in der modellierten Ebene führen. In der vorliegenden Arbeit bereitet die Ausbreitungsrichtung der Überflutung hingegen weniger Probleme, was an der Existenz der ausgeprägten Täler im Oberlauf und der Hauptüberflutungsebene im Unterlauf liegt. Letztere ist zwar ebenfalls fast vollständig eben, weist aber einen kontinuierlichen Gradienten auf und ist meist durch kurze steile Hänge begrenzt (Abb. 6-4), welche durch den Höhenunterschied gut im DGM und auch in der Form der HRUs repräsentiert sind (Vgl. Abschnitt 6.2.3). Trotzdem ist es nicht auszuschließen, dass sich aufgrund der nur geringen Neigung im Unterlauf Unsicherheiten innerhalb der Hauptüberflutungsebene ergeben. In diesem Bereich könnte die Lage der temporär entstehenden Gewässer von den Gewässersegmenten im Modell abweichen, wodurch sich eine Abweichung der modellierten Überflutung von der Realität ergeben würde, da diese nicht am korrekten Ort initiiert wird.

Auch der zur Validierung herangezogene, auf Landsatdaten basierende Desert Flood Index unterliegt gewissen Einschränkungen. Dieser ist zwar vergleichsweise gut in der Lage, Wasserflächen von brachen Flächen und auch Vegetation abzugrenzen, gerät aber wie alle optischen Systeme bei unterfluteter Vegetation an seine Grenzen (BAIG et al. 2013; ZIMBA et al. 2017). Vergleichend wurden dazu die ermittelten DFI-Flächen mit dem Wasserstand in Beziehung gesetzt, woraus sich ein guter linearer Zusammenhang ergab ($R^2 = 0.827$; Vgl. Abschnitt 7.3). In ZIMBA et al. (2017) wurden in der direkt angrenzenden Barotse Überflutungsebene ähnliche Werte erreicht. Dieses hohe Bestimmtheitsmaß ist nicht selbstverständlich, denn der Wasserstand am Pegel ist nicht unbedingt mit der Überflutung

weiter im Oberlauf proportional. Der Grund dafür liegt hauptsächlich in der räumlich und zeitlich stark differenzierten Verteilung von Niederschlägen, die eine Verschiebung der Überflutung durch die Laufzeit von Abflusswellen nach sich zieht. Der gute Zusammenhang lässt sich im USG dadurch erklären, dass die Überflutung hauptsächlich im Unterlauf auftritt und vor allem durch eine kontinuierliche Zu- und Abnahme durch die Regenzeit bedingt ist. Zusätzlich stellt Ufervegetation auch ein Problem bei der Messung der Gerinnebreite und somit der Parametrisierung der Gewässerabschnitte dar.

Bezogen auf die Abflussmessungen weisen auch die zur Validierung herangezogenen Pegelraten eine größere Unsicherheit auf, welche bereits im Abschnitt 5.2 aufgezeigt wurde. Eine Konsequenz daraus könnten die etwas schlechteren Gütemaße sein, welche für den längeren Validierungszeitraum (1969-2013) im Vergleich zur kürzeren Validierungsperiode (1981-2003) auftreten (Tab. 7-1). Vor allem ab 2005 werden die Spitzenabflüsse meist unterschätzt (Abb. 7-2) oder anders ausgedrückt, die Abflussdaten des DWA fallen zu hoch aus, was sich wiederum mit den durchgeführten ADCP Messungen deckt (Abb. 5-5).

Weiterhin existiert gerade aufgrund der entfernten Lage der Klimastationen (Vgl. Abschnitt 5.3) eine größere Unsicherheit in den meteorologischen Eingangsdaten. Auch WINSEMIUS et al. (2006) klagen über die schlechte Klimadatenverfügbarkeit nach der portugiesischen Kolonialzeit in Angola. In der Folge finden hauptsächlich sambische Stationsdaten Verwendung. Vor allem durch die starke zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlages resultieren große Unsicherheiten aus der angesprochenen Datenverfügbarkeit. Probleme bereitet dies beispielsweise am 17. Februar 1969, da ausschließlich für Mongu ein Messwert vorliegt, dieser mit 237 mm extrem hoch ausfällt und somit zu einem unrealistisch hohen Abfluss von fast 800 m³/s führt (Vgl. Abschnitt 7.1). Um zu prüfen, wie sensitiv das Modell auf eine Abweichung der Eingangsdaten reagiert, wurde der Niederschlag um $\pm 10\%$ und die Temperatur um $\pm 5^\circ\text{C}$ variiert. Die sich ergebenden Abweichungen im Abfluss sind neben den angesprochenen Extremereignissen, auch im Jahresmittel mit ca. 20 % erheblich (Vgl. Abschnitt 7.4). Auch PAIVA et al. (2013) zeigen mit einer Sensitivitätsanalyse, dass Niederschlag den mit Abstand sensitivsten Parameter in ihrem Überflutungsmodell darstellt.

Ebenso unterliegen die modellierten Klimazeitreihen als Eingangsdaten einigen Unsicherheiten. Da sie die klimatischen Verhältnisse auf großskaliger Ebene abbilden und dabei anthropogene Beeinflussungen auf die Atmosphäre einbeziehen, ist neben der Unsicherheit in den Klimamodellprojektionen selbst auch die Wahl der

Emissionsszenarien von Bedeutung (GOSLING et al. 2011). Dabei wurde darauf geachtet, unter den verfügbaren Szenarien eine breite Spannweite abzudecken (RCP 4.5 und 8.5) sowie mit den REMO-Daten durch dynamisches Herunterskalieren möglichst hochaufgelöste Daten zu verwenden.

Der Umstand, dass ein Niederschlagskorrekturfaktor eingeführt werden musste, zeigt aber dennoch die Defizite der Datensätze (Vgl. Abschnitt 5.4). Generell sind die Projektionen von Niederschlag im Vergleich zur Temperatur mit einer wesentlich größeren Unsicherheit behaftet (NIKULIN et al. 2012; RANDALL et al. 2007; TADROSS et al. 2011) und zeigen für Afrika sowie das USG positive, negative wie auch räumlich gegenläufige Trends. Durch instabile atmosphärische Bedingungen, das heißt hochreichend labile Luftschichtungen mit heftigen Gewitterniederschlägen, ist die Modellierung des saisonal variierenden Niederschlagsmuster und der damit verbundenen Prozesse (Evapotranspiration, Kondensation, Wassertransport) mit einer vergleichsweise größeren Unsicherheit behaftet (RANDALL et al. 2007; WEISCHET & ENDLICHER 2000). KALOGNOMOU et al. (2013) geben in diesem Kontext an, dass bedingt durch die konvektiven Niederschläge im tropischen und subtropischen Afrika die Parametrisierung dieser Prozesse eine signifikante Quelle für Variabilität innerhalb und zwischen den Klimamodellen darstellt. In der Folge bewerten HUGHES et al. (2011) die Unsicherheiten in der hydrologischen Antwort von verschiedenen Klimamodellen als deutlich größer, als die aus der Parametrisierung des hydrologischen Modells resultierenden. Auch VETTER et al. (2015) zeigen anhand des Nigers, dass aufgrund großer Diskrepanzen im Niederschlag der Klimamodelle, diese die größte Quelle von Unsicherheiten darstellen und eindeutige Projektionen somit schwierig sind.

Zusätzlich beinhaltet auch das angewendete hydrologische Modellsystem strukturelle Unsicherheiten, wenn die Repräsentation hydrologischer Prozesse thematisiert wird. Der Vergleich mit dem originalen Modell ohne Überflutungskomponente zeigt in diesem Zusammenhang sehr schön (Vgl. Abschnitt 7.6), wie ein Modell in der punktuellen Validierung des Gesamtabflusses am Gebietsauslass gute Effizienzen aufweist, aber die Abflusskomponenten ein räumlich wie auch zeitlich unrealistisches Verhalten aufzeigen. Im Detail betrachtet dominierte im Modell ohne Überflutungskomponente der schnelle Basisabfluss (RG1) die gesamte Abflussbildung im Jahresverlauf bzw. ist zum Teil die einzige beitragende Abflusskomponente. Allgemein sowie im Oberen Zambezi ist ein solches hydrologisches Verhalten nicht als realistisch anzusehen, da sich das Prozessgeschehen als wesentlich differenzierter darstellt (BASTIAANSEN 1995; GERRITS 2005; MCCARTNEY et al. 2013; WINSEMIUS et al. 2006). Die Ursache für die Dominanz

von RG1 ist in der strukturellen Modellunsicherheit und folglich auch in der Autokalibration zu suchen, da das Modell die zyklischen Abflusskurven des Luanginga numerisch am besten mittels RG1 abbilden konnte und das angewendete Optimierungsverfahren entsprechend dieser Lösung konvergierte. Wird hingegen die entwickelte Überflutungskomponente in der Modellierung eingesetzt, ergibt sich eine Reduktion der Modellunsicherheit, da aufgrund der Repräsentation der Überflutung ein bedeutender Prozess implementiert wurde, um die Gebietshydrologie detaillierter abzubilden. In der Folge entsprechen das entwickelte J2000-Flood bzw. die daraus resultierenden abflussbildenden Prozesse (vgl. Abb. 7-37) der in der Literatur beschriebenen hydrologischen Prozessdynamik (ebd.)

Wie in der Validierung aufgezeigt (Vgl. Abschnitt 7.3) wird die Überflutung zu einem Großteil der Zeitpunkte gut vom Modell abgebildet. Als Konsequenz der in diesem Abschnitt aufgezeigten Unsicherheiten in den Eingangsdaten ist deren Ausdehnung und vor allem Höhe aber mit Vorsicht zu betrachten. Folglich gilt das Gleiche auch für die räumliche Ausprägung der damit in Zusammenhang stehenden hydrologischen Prozesse. Die Ursachen für die aufgeführten Unsicherheiten sind hauptsächlich in der schlechten Datenlage in vielen afrikanischen Staaten zu suchen, über welche auch andere Arbeiten klagen (STEUDEL et al. 2013; WINSEMIUS et al. 2006). Trotzdem ist das angewendete Modell in der Lage unter diesen Bedingungen gute Ergebnisse zu produzieren, die beispielsweise mit einem genaueren DGM oder einem dichteren Niederschlagsmessnetz noch verbessert werden könnten.

Bezogen auf den Klimawandel zeigen vor allem die Projektionen von Niederschlag große Unsicherheiten, was auch durch die räumlich gegenläufigen Muster deutlich wird (Vgl. Abschnitt 5.4.2). Eine gute Übereinstimmung zeigt sich hingegen bei der Entwicklung der Temperaturen bis zum Ende des Jahrhunderts. Diese werden laut Projektion deutlich ansteigen, somit können dazu im folgenden Abschnitt klare Aussagen über mögliche Folgen für den Oberen Zambezi gemacht werden. Wie durch die Sensitivität des Abflusses gegenüber der Temperaturunsicherheit verdeutlicht wurde, reicht unabhängig vom Niederschlag eine Temperaturerhöhung aus, um den Abfluss im Luanginga erheblich zu reduzieren (Vgl. Abschnitt 7.4).

8.3 Folgen für die Region

Die in den vorhergehenden Kapiteln mit dem entwickelten Modell aufgezeigten hydrologischen Prozesse könnten durch den Klimawandel starken Veränderungen unterliegen. Der projizierte Rückgang des mittleren jährlichen Abflusses um rund 40 % sowie die stark reduzierte Grundwasserneubildung werden wahrscheinlich nicht ohne Folgen für das Untersuchungsgebiet bleiben. Mögliche Veränderungen und daraus resultierende Handlungsempfehlungen für den Oberen Zambezi sollen im Folgenden beschrieben werden.

Durch die angesprochene Reduktion des Abflusses wird sich sehr wahrscheinlich auch die Überflutungsebene des Luanginga verändern. Vor allem Flora und Fauna würden durch Rückkopplungseffekte in diesem wichtigen Feuchtgebiet negativ beeinträchtigt (Vgl. Abschnitt 2.2; MITSCH & GOSSELINK 2000b). Es gilt auch zu bedenken, dass Feuchtgebiete durch ihre hohe Produktivität vor allem den Lebensunterhalt der ärmeren Bevölkerung sichern (MITCHELL 2013).

Der bereits in der Einleitung angesprochene Dürrenotstand im südlichen Afrika wird durch die Folgen des Klimawandels wahrscheinlich eine Erscheinung sein, die in Zukunft an Intensität und Häufigkeit gewinnt. In bereits aktuell unter Wasserstress stehenden Gebieten könnte die Bevölkerung zunehmend unter Druck geraten (SREX 2012). Zusätzlich zeigt sich für die niederen Breiten, speziell für saisonal trockene und tropische Regionen, bereits bei einem geringeren Temperaturanstieg (1-2 °C) eine Abnahme des landwirtschaftlichen Ertrags (IPCC 2007). Dies ist durch den Effekt begründet, dass Getreide bei höheren Temperaturen schneller reift und somit eine verkürzte Wachstumsphase aufweist (WBG 2012). Auch LI et al. (2009) zeigen mittels einer Modellierung verschiedener Feldfrüchte, dass der potentielle Klimawandel in Afrika und besonders im Oberen Zambezi das Risiko für Dürren und somit von Ernteaussfällen steigen lässt. Durch drohende Mangelernährung hat dies nicht nur direkte Auswirkungen auf die Gesundheit der Bevölkerung, sondern verschlechtert auch deren finanzielle Situation, was wiederum potentiell mögliche Ausgaben für Bildung und Gesundheit verringert (WBG 2012). In der Folge stellt die durch den Klimawandel gefährdete Landwirtschaft im subsaharischen Afrika ein erhebliches wirtschaftliches sowie gesellschaftliches Risiko dar.

Geeignete Anpassungsmaßnahmen können aber diesem Umstand entgegenwirken. In der von Subsistenzwirtschaft geprägten Landwirtschaft im Oberen Zambezi könnte beispielsweise der Anbau von dürreresistenteren Pflanzen erfolgen. Führt die Kultivierung

von Reis in sehr trockenen Jahren fast zum vollständigen Ernteausfall, so verhält sich hingegen Cassava (Maniok) wesentlich robuster (EL-SHARKAWY 1993; ZAMBIA DAILY MAIL 2015b). Ein ähnlich anfälliges Verhalten auf Dürren und steigende Temperaturen zeigt sich bei der Kultivierung von Mais und anderen Getreidesorten (LI et al. 2009; LOBELL et al. 2011). Als weitere Reaktion sind die Bauern in der Lage auf eine Verschiebung der Regenzeit zu reagieren, da bereits aktuell die Aussaat erst mit den einsetzenden Regenfällen erfolgt. Zusätzlich könnten auch technische Innovationen im Bereich Düngung, Saatgut, Bodenbearbeitung sowie Bewässerung genutzt werden, um dem Klimawandel entgegen zu wirken oder gar den Ertrag zu steigern (WBG 2012).

Bisher ist im Oberen Zambezi die Nutzung des Wassers für Bewässerung im Vergleich zum Abflussvolumen zu vernachlässigen (BEILFUSS 2012). Wird aber zusätzlich zum potentiellen Klimawandel, der Einfluss zukünftiger Wassernachfrage im Gebiet des Zambezi mit in Betracht gezogen, dann ergibt sich durch Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum sowie in Verbindung mit Überlegungen zum Wassertransfer ein stark steigender Bedarf an Wasser, der bedeutende grenzübergreifende Auswirkungen haben wird (BECK & BERNAUER 2011). Besonders dynamisch könnte sich in den kommenden Jahrzehnten das USG entwickeln, da durch die neue Straßenanbindung über die Barotse Überflutungsebene und die geplante Instandsetzung der Straße nach Angola (DEVEX 2015; LUSAKATIMES 2012 & 2016) eine gute infrastrukturelle Basis geschaffen wurde, um wirtschaftliche Beziehungen zwischen Sambia und Angola im größeren Stil zu etablieren (ZAMBIA DAILMAIL 2016). In der Folge wird sich voraussichtlich vor allem aufgrund der wachsenden Bevölkerung und dem damit einhergehenden erhöhten Nahrungsmittelbedarf ein erhöhter Druck auf die natürlichen Ressourcen dieser Gebiete ergeben, wodurch sich die Vulnerabilität gegenüber dem Klimawandel weiter verstärkt.

Um der mit dieser Entwicklung verbundenen Wasser- und Energienachfrage gerecht zu werden, wurden im EZG des Zambezi zahlreiche Staudämme errichtet (z.B. Kariba, Cahora Bassa), und weitere sind in Planung (Batoka und Devils Gorge zwischen Victoriafällen und Karibasee; YAMBA et al. 2011). Solche Bauwerke gehen dabei aber auch immer mit massiven hydrologischen Veränderungen und somit mit einer Vielzahl negativer Konsequenzen für Feuchtgebiete im Unterlauf einher (DAVIES et al. 2000; MAGADZA 2010). Dies und vor allem die durch den Klimawandel sowie durch intensivierte Bewässerungslandwirtschaft zukünftig zurückgehenden Abflüsse sollten bei der Planung weiterer Dämme berücksichtigt werden (SPALDING-FECHER et al. 2016). Aus genannten Gründen sind die Erneuerung und der Kapazitätsausbau von bestehenden

Wasserkraftwerken die bessere Wahl, um auf die steigende Energienachfrage zu reagieren (BEILFUSS 2012).

Insgesamt betrachtet wird auch in der Fachliteratur der Klimawandel als Problem erkannt und es werden dazu Statusberichte, Anpassungsstrategien sowie Handlungsempfehlungen erarbeitet und publiziert. In der Folge sollte ein nachhaltiges sowie integriertes Land- und Wasserressourcen-Management (ILWRM) stehen, welches den Wandel hydrologischer sowie auch gesellschaftlicher Systeme thematisiert. Denn die Verteilung von Wasser ist sowohl von natürlichen als auch von sozio-politischen Faktoren determiniert, das heißt, wenn steigende Ansprüche an Wassermenge und -qualität mit einer Änderung der Wasserverfügbarkeit einhergehen, sind geeignete Anpassungsmaßnahmen im technischen, aber auch im politisch-administrativen Bereich zu erarbeiten (CEOLA et al. 2016). Dazu sollten Informationen zu den aufgezeigten potentiellen Änderungen international bzw. grenzüberschreitend bis auf die regionale Administrationsebene zur Verfügung gestellt werden. Beispielhaft sind hier zahlreiche Studien zu nennen, welche Empfehlungen zur Minderung des Klimawandels geben sowie auf Basis der modellierten Klimaänderungen Anpassungsstrategien entwickeln (BAUER & SCHOLZ 2010; DAVIS 2011). Diese lassen sich in verschiedenen Bereiche wie Forst- (KLEINE et al. 2009; NAIDOO et al. 2013; SADC 2011a), Wasser- (BEILFUSS 2012; SADC 2011b; STIRN & GÖHMANN 2016) und Landwirtschaft (CRANE et al. 2011; THORNTON et al. 2009 & 2010; VERMEULEN 2012) unterscheiden.

8.4 Ausblick

Im Rahmen der Forschungsfortführung im USG ist es denkbar, das entwickelte Modell mit MODIS-Evapotranspirationsdaten zu betreiben, anstatt diese zu berechnen. Da laut Modell ein Großteil des Niederschlages verdunstet (93.2 %) und somit die Wasserbilanz dominiert, wäre ein räumlicher sowie zeitlicher Vergleich der Verdunstungen sehr interessant. Möglich wäre auch die Nutzung von aus Satellitendaten abgeleiteten Niederschlägen wie TRMM, FEWS, oder CMORPH um der schlechten Klimadatenverfügbarkeit Rechnung zu tragen und somit die hydrologischen Prozesse genauer zu quantifizieren (COHEN LIECHTI et al. 2012). Einige Studien haben schon verschiedene Produkte dieser Art in der Region angewendet (KNOCHÉ et al. 2014; MEIER et al. 2011; WINSEMIUS et al. 2006; 2008).

Um das J2000-Flood bzw. die Überflutungskomponente auch anderen potentiellen Anwendern zur Verfügung zu stellen wurden die Entwicklungen in die JAMS Modellbibliothek eingepflegt. Zusätzlich wurde im ILMS-Wiki eine englischsprachige Dokumentation erstellt, welche als Anleitung für Einbau und Parametrisierung der Überflutungskomponente dient (ILMS-WIKI 2017). Ferner ist im Rahmen einer Masterarbeit eine weitere Anwendung und Validierung der entwickelten Überflutungskomponente im Oberlauf des Okavango geplant.

Prozesstechnisch hat diese Arbeit gezeigt, dass der Grundwasserstand bei der Überflutung eine größere Rolle spielt, als zuvor angenommen. Da im Grundwassermodul des J2000 aber bisher keine Grundwasserstände modelliert werden, wäre eine Implementierung dieser eine zukünftige Aufgabe. Im USG liegen dazu jedoch keine Messungen vor. Aus diesem Grund sollte die Entwicklung in einem anderen Gebiet mit einem dichten Messnetz von Grundwasserpegeln erfolgen. Ferner wäre dies mit der Implementierung komplexer numerischer Strömungsgleichungen verbunden, welche Anfangsbedingungen, Randbedingungen sowie konkrete Parameterwerte benötigen und deren Lösung erheblichen Rechenaufwand erfordert (ANDERSON et al. 2015; FRIND et al. 2002; KINZELBACH & RAUSCH 1995; TEFAGIORGIS et al. 2011).

Um die Ergebnisse dieser Arbeit Entscheidungsträgern, Wissenschaftlern sowie betroffenen Akteuren in der Region zur Verfügung zu stellen, sollen diese publiziert und auch im SASSCAL Projektkontext Verwendung finden. Dabei wäre in Anlehnung an das Projekt „The Future Okavango“ (TFO), neben einem Umfassenden Bericht mit Ergebnissen und Handlungsempfehlungen (PRÖPPER et al. 2015) ebenfalls eine Zusammenfassung der Ergebnisse für Entscheidungsträger (STIRN & GÖHMANN 2016) denkbar. Zusätzlich wird das entwickelte Modell genutzt, um Wissenschaftler in der Region mit erforderlichen Kompetenzen in hydrologischer Modellierung zu schulen. Somit wird zu einer nachhaltigen Forschungsentwicklung beigetragen, da auch der Transfer von Knowhow in die Projektländer gewährleistet ist. Weiterhin fungieren die für die verschiedenen Klimaszenarien und -modelle projizierten Abflüsse als Test- und Eingangsdaten für die Entwicklung eines multikriteriellen Systems zur Entscheidungsunterstützung, welches im Rahmen von SASSCAL entwickelt und ins SASSCAL-IS implementiert werden soll (BUTCHART-KUHLMANN et al. 2015).

9 Schlussfolgerungen

Zur Quantifizierung der im Oberlauf des Zambezi ablaufenden hydrologischen Prozesse wurde in dieser Arbeit ein übertragbarer, räumlich distributiver sowie prozessbasierter Modellierungsansatz angewendet. Im Hinblick darauf können folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Mittels der Erweiterung des Modellsystems J2000 hin zu einem J2000-Flood, ist es möglich den Abfluss aus dem Untersuchungsgebiet auf täglicher Basis zu simulieren (E2: Kalibration 0.81, Validierung 0.75) sowie die raumzeitliche Variabilität der einzelnen hydrologischen Systemkomponenten und deren Beitrag zur Wasserbilanz realitätsnah zu quantifizieren.
- Der Wasserhaushalt des Oberen Zambezi ist durch die Evapotranspiration als wesentlichen hydrologischen Prozess geprägt. Die Modellierung zeigt, dass 93 % des Niederschlagswassers verdunsten, zum Abfluss gelang nur 5 %, obwohl laut Modell 20 % zuerst perkolieren können.
- Der schnelle Basisabfluss (Grundwasser) stellt aufgrund der gut drainierten Sandböden den dominierenden Abflussprozess im Oberen Zambezi dar. Oberflächenabfluss tritt hingegen nur bei Ausuferung und Aufsättigung der Überflutungsebenen auf.

Die Feuchtgebiete und Überflutungsebenen im Oberen Zambezi bilden ein wertvolles sowie komplexes Ökosystem (Vgl. Abschnitt 2.2 & 4.1) und sind somit hydrologisch besonders relevant. Daraus ergab sich auf der vorliegenden EZG-Skala (ca. 33000 km²) der Bedarf für ein Modell, welches die Überflutungsflächen und deren Prozesse räumlich abbildet. Dazu erfolgte die Entwicklung und Validierung einer distributiven Überflutungskomponente hin zum Modellsystem J2000-Flood. Hierzu können folgende Aussagen getroffen werden:

- Die entwickelte Komponente zur Modellierung der Überflutungsprozesse repräsentiert mittels eines konzeptionellen Ansatzes die saisonale Überflutung in ihrer räumlichen sowie zeitlichen Ausprägung, auch für größere EZGs von mehreren 10000 km², und trägt somit zu einer genaueren Beschreibung der hydrologischen Prozessgrößen bei, um die Gebietswasserbilanz detaillierter zu quantifizieren.
- Die einfache Parametrisierbarkeit der entwickelten Modellerweiterung J2000-Flood und die Validierung der raumzeitlichen Überflutungsmuster wird durch global- sowie freiverfügbare Fernerkundungsdaten (Landsat, SRTM-DGM) gewährleistet und

ermöglicht somit eine Übertragbarkeit in andere datenarme Gebiete.

- Aufgrund von Unsicherheiten in den Eingangsdaten ist die Überflutungsausdehnung und vor allem -höhe mit Vorsicht zu betrachten. Folglich gilt das Gleiche auch für die räumliche Ausprägung der damit in Zusammenhang stehenden hydrologischen Prozesse.

Übergeordnetes Ziel dieser Arbeit war die Analyse der Auswirkungen des Klimawandels im Oberen Zambezi unter Verwendung des kalibrierten und validierten Modells J2000-Flood. Dabei wurden mögliche hydrologische Veränderungen identifiziert und in ihrer räumlichen wie auch zeitlichen Ausprägung quantifiziert. Dazu lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

- Aus den globalen Klimamodellen ECHAM und EC-Earth, herunterskaliert mit dem Regionalmodell REMO, ergibt sich im RCP 8.5 Szenario ein stark signifikanter Temperaturanstieg (0.4-0.7 °C/Dekade), welcher bis zum Ende des Jahrhunderts durch die ansteigende Evapotranspiration zu einem starken Rückgang des mittleren jährlichen Abflusses (36-42 %), der Überflutungsausdehnung (35-36 %) sowie der Grundwasserneubildung führt (27-38 %). Im RCP 4.5 Szenario sind die Rückgänge weniger stark ausgeprägt
- Trotz großer Unsicherheiten in der projizierten Entwicklung des Niederschlages (räumlich gegenläufige Muster) ist aufgrund des hohen Temperatur- bzw. Verdunstungsanstieges von einer Gefährdung der Feuchtgebiete im Oberen Zambezi auszugehen.
- Wirtschaftlich betrachtet könnte die projizierte hydrologische Entwicklung vor allem den landwirtschaftlichen Ertrag sowie die Energieproduktion durch Wasserkraft verringern. Verschärfend kommt hierbei die zu erwartende Bevölkerungszunahme in der Region und der damit einhergehende erhöhte Nahrungs- und Energiebedarf hinzu.
- Es ist bereits ein signifikanter Anstieg der mittleren Temperaturen (0.3 °C/Dekade) im USG zu beobachten (Klimastation Mongu, 1955-2013), was mit einer ähnlichen Entwicklung auf dem afrikanischen Kontinent einhergeht.
- Folglich sollte auf diese Veränderungen mit einem nachhaltigen sowie integrierten Land- und Wasserressourcen-Management (ILWRM) reagiert werden, welches den Wandel hydrologischer sowie auch gesellschaftlicher Systeme thematisiert. Dies würde einen geeigneten Rahmen für Anpassungsmaßnahmen im technischen, aber auch im politisch-administrativen Bereich darstellen.

Literatur

- ADAMS, J.M., GASPARINI, N.M., HOBLEY, D.E.J., TUCKER, G.E., HUTTON, E.W.H., NUDURUPATI, S.S., ISTANBULLUOGLU, E., 2016. The Landlab OverlandFlow component: a Python library for computing shallow-water flow across watersheds. *Geosci. Model Dev. Discuss.* 1–34.
- AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN, 2005. *Bodenkundliche Kartieranleitung* (5. Aufl.). Hannover: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- AHMAD, A., QUEGAN, S., 2012. Analysis of Maximum Likelihood Classification on Multispectral Data. *Appl. Math. Sci.* 6, 6425–6436.
- AHNERT, F., 1999. *Einführung in die Geomorphologie*. Stuttgart: Ulmer.
- ALLGEMEINE ZEITUNG, 2016. Swakoppforte-Damm wird zur grünen Pfütze – Wasser für Karibib und Navachab. URL: <<http://www.az.com.na/nachrichten/swakoppforte-damm-wird-zur-grnen-pftze-wasser-fr-karibib-und-navachab/>> (Stand: 11.07.2016) (Zugriff: 18.07.2016).
- ANDERSSON, L., WILK, J., TODD, M.C., HUGHES, D.A., EARLE, A., KNIVETON, D., LAYBERRY, R., SAVENIJE, H.H.G., 2006. Impact of climate change and development scenarios on flow patterns in the Okavango River. *J. Hydrol.* 331, 43–57.
- ANDERSON, M.P., WOESSNER, W.W., HUNT, R.J., 2015. *Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport*. San Diego: Academic Press.
- ARNELL, N.W., 1999. Climate change and global water resources. *Global Environmental Change* 9, 31–50.
- ARNOLD, J., ALLEN, P., MORGAN, D., 2001. Hydrologic model for design and constructed wetlands. *Wetlands* 21, 167–178.
- ARST, H., 2003. *Optical Properties and Remote Sensing of Multicomponential Water Bodies*. Berlin: Springer.
- BAIG, M.H.A., WANG, S., ZHANG, L., JIANG, G., LU, S., TONG, Q., 2013. Comparison of MNDWI and DFI for water mapping in flooding season. *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2013 IEEE International, 2876-2879, 21-26 July 2013.
- BÄSE, F., 2005. *Beurteilung der Parametersensitivität und der Vorhersagesicherheit am Beispiel des hydrologischen Modells J2000*. FSU Jena: Diplomarbeit.
- BASTIAANSEN, C.J.M., 1995. *Lui River Valley Model and some of its applications*. Rapport 55, Wageningen: Landbouwniversiteit Wageningen.

- BAUER, P., 2004. Flooding and salt transport in the Okavango Delta, Botswana: key issues for sustainable wetland management. PhD Thesis, ETH Zurich.
- BAUER, S., SCHOLZ, I., 2010. Adaptation to climate change in Southern Africa: New boundaries for sustainable development. *Climate and Development* 2, 83–93.
- BAUMBERG, V., HELMSCHROT, J., GÖHMANN, H., STEUDEL, T., FISCHER, C., FLÜGEL, W.A., 2014. Vergleichende hydrologische Modellierung und Bewertung der Abflussdynamik zweier Zuflüsse des Okavango-Flusses. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1, 189–210.
- BECK, L., BERNAUER, T., 2011. How will combined changes in water demand and climate affect water availability in the Zambezi River Basin? *Global Environmental Change* 21, 1061–1072.
- BEIGHLEY, R.E., EGGERT, K.G., DUNNE, T., HE, Y., GUMMADI, V., VERDIN, K.L., 2009. Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. *Hydrol. Process.* 23, 1221–1235.
- BEILFUSS, R., 2012. A Risky Climate for Southern African Hydro: Assessing hydrological risks and consequences for Zambezi river basin dams. Berkeley: International Rivers.
- BOLDT, J.A., OBERG, K.A., 2016. Validation of Streamflow Measurements Made with M9 and RiverRay Acoustic Doppler Current Profilers. *J. Hydraul. Eng.* 142, 1–16.
- BOSSA, A.Y., DIEKKRÜGER, B., AGBOSSOU, E.K., 2014. Scenario-Based Impacts of Land Use and Climate Change on Land and Water Degradation from the Meso to Regional Scale. *Water* 6, 3152–3181.
- BEERNAERT, F.R., 1997. Development of a Soil and Terrain MAP/Database for Angola. Volume I Report. De Pinte: FAO.
- BEIGHLEY, R. E., EGGERT, K.G., DUNNE, T., HE, Y., GUMMADI, V., VERDIN, K.L., 2009. Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin, *Hydrol. Processes* 23, 1221–1235.
- BEVEN, K., BINLEY, A., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.* 6, 279–298.
- BIRKHEAD, A.L., JAMES, C.S., KLEYNHANS, M.T., 2007. Hydrological and hydraulic modelling of the Nyl River floodplain Part 2: Modelling hydraulic behaviour. *Water SA* 33, 9–20.
- BLUME, H.P., STAHR, K., LEINWEBER, P., 2011. *Bodenkundliches Praktikum*. Heidelberg: Spektrum.

- BONGARTZ, K., 2001. Untersuchung unterschiedlicher Flächendiskretisierungs- und Modellierungskonzepte für die hydrologische Modellierung am Beispiel Thüringer Vorfluter. FSU Jena: Dissertation.
- BORCHERT, G., 1963. Südost Angola. Landschaft, Landschaftshaushalt und Entwicklungsmöglichkeiten im Vergleich zum zentralen Hochland von Mittel-Angola. Hamburger Geographische Studien 16. Hamburg: Institut für Geographie und Wirtschaftsgeographie.
- BUI, D., PRADHAN, B., LOFMAN, O., REVHAUG, I., DICK, O.B., 2012. Landslide susceptibility assessment in the Hoa Binh province of Vietnam: A comparison of the Levenberg–Marquardt and Bayesian regularized neural networks. *Geomorphology* 171–172, 12–29.
- BUNYAVANICH, S., LANDRIGAN, C.P., MCMICHAEL, A.J., EPSTEIN, P.R., 2003. The impact of climate change on child health. *Ambulatory Paediatrics* 3, 44–52.
- BUTCHART-KUHLMANN, D., KRALISCH, S., ZANDER, F., FLEISCHER, M., MEINHARDT, M., 2015. Structure and initial application of a decision support system for hydrological systems analysis in southern Africa. Poster at Symposium und Expo für Angewandte Geoinformatik (AGIT), 8 - 10 July 2015, Salzburg.
- CAPON, S. J., CHAMBERS, L.E., MAC NALLY, R., NAIMAN, R.J., DAVIES, P., MARSHALL, N., PITTOCK, J., REID, M., CAPON, T., DOUGLAS, M., CATFORD, J., BALDWIN, D.S., STEWARDSON, M., ROBERTS, J., PARSONS, M., WILLIAMS, S.E., 2013: Riparian Ecosystems in the 21st Century: Hotspots for Climate Change Adaption? *Ecosystems* 16, 359-381.
- CEOLA, S., MONTANARI, A., KRUEGER, T., DYER, F., KREIBICH, H., WESTERBERG, I., CARR, G., CUDENNEC, C., ELSHORBAGY, A., SAVENIJE, H., ZAAG, P. VAN DER, ROSBJERG, D., AKSOY, H., VIOLA, F., PETRUCCI, G., MACLEOD, K., CROKE, B., GANORA, D., HERMANS, L., POLO, M.J., XU, Z., BORGA, M., HELMSCHROT, J., TOTH, E., RANZI, R., CASTELLARIN, A., HURFORD, A., BRILLY, M., VIGLIONE, A., BLÖSCHL, G., SIVAPALAN, M., DOMENEGHETTI, A., MARINELLI, A., BALDASSARRE, G. DI, 2016. Adaptation of water resources systems to changing society and environment: a statement by the International Association of Hydrological Sciences. *Hydrol. Sci. J.* 61, 2803–2817.
- CHANDER, G., MARKHAM, B., 2003. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Post calibration Dynamic Ranges. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41, 2674 - 2677.
- CHIANG, P., WILLEMS, P., BERLAMONT, J., 2010. A conceptual river model to support real-

- time flood control (Demer River, Belgium). In: DITTRICH, KOLL, ABERLE, GEISENHAINER (Eds.), 2010. River Flow 2010. Bundesanstalt für Wasserbau.
- CHUNG, C.-J.F., FABBRI, A.G., 2003. Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Nat. Hazards* 30, 451–472.
- COE, M.T., COSTA, M.H., HOWARD, E.A., 2008. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrol. Process.* 22, 2542–2553.
- COHEN LIECHTI, T., MATOS, J.P., BOILLAT, J.L., SCHLEISS, A.J., 2012. Comparison and evaluation of satellite derived precipitation products for hydrological modeling of the Zambezi River Basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 489–500.
- COLE, R., BLIJ, H.J., 2007. Survey of Subsaharan Africa: a regional geography. Oxford: Oxford University Press.
- COLLINS, J.F., 2011. Temperature Variability over Africa. *Journal of Climate* 24, 3649–3666.
- COSTELLOE, J.F., GRAYSON, R.B., ARGENT, R.M., MCMAHON, T.A., 2003. Modelling the flow regime of an arid zone floodplain river, Diamantina River, Australia. *Environ. Model. Software* 18, 693–703.
- CRANE, T.A., RONCOLI, C., HOOGENBOOM, G., 2011. Adaptation to climate change and climate variability: the importance of understanding agriculture as performance. *NJAS – Wageningen Journal of Life Sciences* 57, 179–185.
- CROKE, J., FRYIRS, K., THOMPSON, C., 2016. Defining the floodplain in hydrologically-variable settings: implications for flood risk management. *Earth Surf. Process. Landforms* 41, 2153–2164.
- DADSON, S.J., ASHPOLE, I., HARRIS, P., DAVIES, H.N., CLARK, D.B., BLYTH, E., TAYLOR, C.M., 2010. Wetland inundation dynamics in a model of land surface climate: Evaluation in the Niger inland delta region. *J. Geophys. Res. Atmos.* 115, 1–7.
- DAVIES, B.R., BEILFUSS, R.D., THOMAS, M.C., 2000. Cahora Bassa retrospective 1974 – 1997: effects of flow regulation on the Lower Zambezi River. *J. Int. Assoc. Limno.* 27, 1–9.
- DAVIS, C.L., 2011. Climate Risk and Vulnerability: A Handbook for Southern Africa. Pretoria: Council for Scientific and Industrial Research.
- DEB, K., PRATAP, A., AGARWAL, S., MEYARIVAN, T., 2002. A Fast and Elitist Multiobjective Genetic Algorithm: NSGA-II. *IEEE Transactions on Evolutionary Computation* 6, 182–197.

- DECHARME, B., DOUVILLE, H., PRIGENT, C., PAPA, F., AIRES, F., 2008. A new river flooding scheme for global climate applications: Off-line evaluation over South America. *J. Geophys. Res. Atmos.* 113, 1–11.
- DECHARME, B., ALKAMA, R., PAPA, F., FAROUX, S., DOUVILLE, H., PRIGENT, C., 2012. Global off-line evaluation of the ISBA-TRIP flood model. *Clim. Dyn.* 38, 1389–1412.
- DEVEX, 2015. Tender: Upgrading/Construction of the Kalabo - Sikongo-Angola Border Road in Western Province of Zambia (85Km) URL: <<https://www.devex.com/funding/tenders/169735/169735>> (Stand: 19.03.2015) (Zugriff: 18.09.2016).
- DI BALDASSARRE, G., MONTANARI, A., 2009. Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 913–921.
- DIJKSHOOF, J.A., 2003. SOTER database for Southern Africa (SOTERSAF). Technical Report. Wageningen: International Soil Reference and Information Centre.
- DRIESSEN, P., DECKERS, J., SPAAGAREN, O. (Edt.), 2001. Lecture notes on the major soils of the world. In: FAO (Hrsg.): World soil resources reports 94. URL: <<http://www.fao.org/docrep/003/y1899e/y1899e00.htm>> (Stand: 2001) (Zugriff: 03.06.2016).
- DRK (Deutsches Rotes Kreuz), 2016. Über 50 Millionen Menschen vom Hunger bedroht - das Aktionsbündnis Katastrophenhilfe und das ZDF rufen zu Spenden auf. URL: <<https://www.drk.de/presse/aktuelle-pressemitteilungen/meldung/ueber-50-millionen-menschen-vom-hunger-bedroht-das-aktionsbueundnis-katastrophenhilfe-und-das-zdf-ruf/>> (Stand: 15.07.2016) (Zugriff: 18.07.2016).
- DUNNING, C.M., BLACK, E.C.L., ALLAN, R.P., 2016. The onset and cessation of seasonal rainfall over Africa 1–54.
- DURY, G.H., 1973. Magnitude-frequency analysis and channel morphometry. In *Fluvial Geomorphology*, MORISAWA, M. (Eds.). State University of New York: Binghamton, NY, 91 – 121.
- EL-SHARKAWY, M.A., 1993. Drought-Tolerant Cassava for Africa, Asia, and Latin America. *Bioscience* 43, 441–451.
- ERIKSEN, S.E.H., WATSON, H.K., 2009. The dynamic context of southern African savannas: investigating emerging threats and opportunities to sustainability. *Environmental Science & Policy* 12 (1), 5–22,
- ERWIN, K.L., 2009. Wetlands and global climate change: The role of wetland restoration in a changing world. *Wetl. Ecol. Manag.* 17, 71–84.

- EU (EUROPÄISCHE UNION), 2003. Wasserrahmenrichtlinie (WRRL). Übergreifender Leitfaden zur Bedeutung der Feuchtgebiete im Zusammenhang mit der Wasserrahmenrichtlinie. URL: <http://www.wrrl-info.de/docs/Feuchtgebiete_WRRL_Endfassung_deutsch.pdf> (Stand: 17.12.2003) (Zugriff: 18.11.2016).
- FANSHAW, D.B., 2010. Vegetation Description of the Upper Zambezi Districts of Zambia. Occasional Publications in Biodiversity 22, 1-237.
- FAO (FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION), 2013. World Reference Base Map of World Soil Resources. URL: <<http://www.fao.org/nr/land/soils/soil/wrb-soil-maps/wrb-map-of-world-soil-resources/en/>> (Stand: 2013) (Zugriff: 24.09.2013).
- FAO, IIASA, ISRIC, ISSCAS, JRC, 2012. Harmonized World Soil Database (version 1.2). FAO, Rome, Italy and IIASA, Laxenburg, Austria.
- FARAMARZI, M., ABBASPOUR, K.C., ASHRAF, S., REZA, M., ZEHNDER, A.J.B., SRINIVASAN, R., YANG, H., 2013. Modeling impacts of climate change on freshwater availability in Africa. J. Hydrol. 480, 85–101.
- FERNÁNDEZ, A., NAJAFI, M.R., DURAND, M., MARK, B.G., MORITZ, M., JUNG, H.C., NEAL, J., SHASTRY, A., LABORDE, S., PHANG, S.C., HAMILTON, I.M., XIAO, N., 2016. Testing the skill of numerical hydraulic modeling to simulate spatiotemporal flooding patterns in the Logone floodplain, Cameroon. J. Hydrol. 539, 265–280.
- FERRATI, R., CANZIANI, G.A., 2005. An analysis of water level dynamics in Esteros del Ibera wetland. Ecol. Model. 186, 17–27.
- FISCHER, C., 2013. Automatische Kalibrierung hydrologischer Modelle. Entwicklung und Anwendung des Kalibrierungssystems OPTAS. FSU Jena: Dissertation.
- FISCHER, C., 2015. Persönliche Mitteilung (Februar 2015). Jena: FSU.
- FLÜGEL, W.-A., 1995. Delineating Hydrological Response Units (HRU"s) by GIS analysis for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. Hydrological Processes 9, 423-436.
- FLÜGEL, W.-A., 2000. Systembezogene Entwicklung regionaler hydrologischer Modellsysteme. Wasser und Boden 52, 14-17.
- FLÜGEL, W.-A., 2007. The Adaptive Integrated Data Information System (AIDIS) for Global Water Research. Water Resources Management 21, 199–210.
- FLÜGEL, W.-A., 2009. Applied Geoinformatics for sustainable IWRM and climate change impact analysis. Technology, Resource Management & Development 6, 57–85.
- FLÜGEL, W.-A., 2010. Climate impact analysis for IWRM in Man-made landscapes: Applications for Geoinformatics in Africa and Europe. –Initiativen zum

- Umweltschutz, Bd. 79, 101-134.
- FLÜGEL, W.-A., 2011. Development of adaptive IWRM options for climate change mitigation and adaptation. *Adv. Sci. Res.* 7, 91–100.
- FLÜGEL, W.-A., MÄRKER, M., 2003. The Response Units Concept and Its Application for the Assessment of Hydrologically Related Erosion Processes in Semiarid Catchments of Southern Africa. *ASTM-STP 1420*, 163-177.
- FOWLER, H.J., KILSBY, C.G., 2007. Using regional climate model data to simulate historical and future river flows in northwest England. *Clim. Change* 80, 337–367.
- FRIEDRICH, K., 1996. Digitale Reliefgliederungsverfahren zur Ableitung bodenkundlich relevanter Flächeneinheiten. -Frankfurter Geowiss. Arbeiten, Phys. Geographie, 21.
- FRIND, E.O., MUHAMMAD, D.S., MOLSON, J.W., 2002. Delineation of Three-Dimensional Well Capture Zones for Complex Multi-Aquifer Systems. *Groundwater* 40, 586–598.
- GAGE, K.L., BURKOT, T.R., EISEN, R.J., EDWARD, B., HAYES, M.D., 2008. Climate and vector borne diseases. *American Journal of Preventive Medicine* 35, 436–450.
- GAUGHAN, A.E., WAYLEN, P.R., 2012. Spatial and temporal precipitation variability in the Okavango-Kwando-Zambezi catchment, southern Africa. *J. Arid Environ.* 82, 19–30.
- GAUME, E., VILLENEUVE, I.P., DESBORDES, M., 1998. Uncertainty assessment and analysis of the calibrated parameter values of an urban storm water quality model. - *J. Hydrol.* 210, 38-50.
- GEIGER, R., ROBERT, H.A., TODHUNTER, P., 1995. The climate near the ground. Wiesbaden: Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft.
- GERRITS, A.M.J., 2005. Hydrological modelling of the Zambezi catchment from gravity measurements. Master's thesis, Delft: University of Technology.
- GETIRANA, A., BOONE, A., YAMAZAKI, D., DECHARME, B., PAPA, F., MOGNARD, N., 2012. The Hydrological Modeling and Analysis Platform (HyMAP): evaluation in the Amazon basin. *J. Hydrometeorol.* 13, 1641–1665.
- GETIRANA, A.C. V, BONNET, M.P., ROTUNNO FILHO, O.C., COLLISCHONN, W., GUYOT, J.L., SEYLER, F., MANSUR, W.J., 2010. Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin: Evaluation based on in situ and spatial altimetry data. *Hydrol. Process.* 24, 3219–3236.
- GÖHMANN, H., STEUDEL, T., KRALISCH, S., BAUMBERG, V., MEINHARDT, M., FLÜGEL, W.A., 2015. Modeling of Okavango sub-catchments with JAMS in different spatiotemporal resolutions. Poster at International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), 22 June - 2 July 2015, Prague.

- GOROKHOVICH, Y., VOUSTIANIOUK, A., 2006. Accuracy assessment of the processed SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics. *Remote Sens. Environ.* 104, 409–415.
- GOSLING, S.N., TAYLOR, R.G., ARNELL, N.W., TODD, M.C., 2011. A comparative analysis of projected impacts of climate change on river runoff from global and catchment-scale hydrological models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 279–294.
- GOUDIE, A.S., 1996a. Climate: Past and Present. In: ADAMS, W.M. et al. (Eds.), *The Physical geography of Africa*. Oxford: University Press.
- GOUDIE, A.S., 1996b. The Geomorphology of the Seasonal Tropics. In: ADAMS, W.M. et al. (Eds.), *The Physical geography of Africa*. Oxford: University Press.
- GOUDIE, A., 2007: *Physische Geographie*. München: Elsevier.
- GUDMUNDSSON, L., BREMNES, J.B., HAUGEN, J.E., ENGEN-SKAUGEN, T., 2012. Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations - a comparison of methods. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 3383–3390.
- GWP (Global Water Partnership), 2012. *The Handbook for Integrated Water Resources Management in Transboundary Basins of Rivers, Lakes and Aquifers*. Stockholm: GWP Global Secretariat
- HÄNSLER, A., 2011. Impact of climate change on the coastal climate of South-Western Africa. Universität Hamburg: Dissertation.
- HÄNSLER, A., HAGEMANN, S., JACOB, D., 2011. Dynamical downscaling of ERA40 reanalysis data over southern Africa: added value in the simulation of the seasonal rainfall characteristics. *Int. J. Climatol.* 31, 2338–2349.
- HAZELEGER, W., WANG, X., SEVERIJNS, C., \CSTEF\UANESCU, S., BINTANJA, R., STERL, A., WYSER, K., SEMMLER, T., YANG, S., HURK, B., NOIJE, T., LINDEN, E., WIEL, K., 2011. EC-Earth V2.2: description and validation of a new seamless earth system prediction model. *Clim. Dyn.* 39, 2611–2629.
- HAZELEGER, W., SEVERIJNS, C., SEMMLER, T., ȘTEFĂNESCU, S., YANG, S., WANG, X., WYSER, K., DUTRA, E., BALDASANO, J.M., BINTANJA, R., BOUGEAULT, P., CABALLERO, R., EKMAN, A.M.L., CHRISTENSEN, J.H., VAN DEN HURK, B., JIMENEZ, P., JONES, C., KÄLLBERG, P., KOENIGK, T., MCGRATH, R., MIRANDA, P., VAN NOIJE, T., PALMER, T., PARODI, J.A., SCHMITH, T., SELTEN, F., STORELVMØ, T., STERL, A., TAPAMO, H., VANCOPPENOLLE, M., VITERBO, P., WILLÉN, U., 2010. EC-Earth: A Seamless Earth-System Prediction Approach in Action. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91, 1357–1363.
- HEATHCOTE, I.W., 2009. *Integrated Watershed Management: Principles and Practice*. New

- York: John Wiley & Sons.
- HEIMER, F.-W., 1980. Der Entkolonisierungskonflikt in Angola. München: Weltforum.
- HELMSCHROT, J., 2006. An integrated, landscape-based approach to model the formation and hydrological functioning of wetlands in semiarid headwater catchments of the Umzimvubu River, South Africa. Göttingen: Sierke.
- HELMSCHROT, J., KRALISCH, S., QUINTINO, M., MASAMBA, W., STEUDEL, T., GÖHMANN, H., ZANDER, F., AMBROSIO, N., BAUMBERG, V., MOSIMANYANA, E., HOMOLKA, A., MWEWA, L., MASHAURI, D-A., FLÜGEL, W.-A., 2014. Environmental information management and hydrological system modelling for the assessment of hydrological eco system functions and services (ESF/ESS) in the Okavango River Basin. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1, 305 - 338.
- HELMSCHROT, J., MUCHE, G., HILLMANN, T., KANYANGA, J., BUTALE M., NASCIMENTO, D., JOSEPHANS, K., JÜRGENS, N., 2015. SASSCAL WeatherNet to support regional weather monitoring and climate-related research in Southern Africa. *Hydrological Sciences and Water Security: Past, Present and Future (Proceedings of the 11th Kovacs Colloquium, Paris, France, June 2014)*. IAHS Publ. 366, 2014.
- HOCHSCHILD, V., 2001. Die Integration hochauflösender Fernerkundungsdaten für die physiographische Parameterisierung von Wasser- und Stofftransportmodellen - Fallbeispiele aus Thüringen und dem südlichen Afrika. FSU Jena: Habilitationsschrift.
- HORMANN, C., 2014. SRTM 1 arc second global data review. <http://www.imagico.de/map/srtm1_en.php> (Zugriff: 23.09.2016) (Stand: 01.09.2014).
- HOUGHTON, D.D., 2002. Introduction to Climate Change: Lecture Notes for Meteorologists. WMO-No. 926. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- HUGHES, F.M.R., 1996. Wetlands. In: ADAMS, W.M. et al. (Eds.), *The Physical geography of Africa*. Oxford: University Press.
- HUGHES, D.A., 2004. Incorporating groundwater recharge and discharge functions into an existing monthly rainfall – runoff model. *Hydrol. Sci. J.* 49, 297–311.
- HUGHES, D.A., KINGSTON, D.G., TODD, M.C., 2011. Uncertainty in water resources availability in the Okavango River basin as a result of climate change. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 931–941.
- HUNTER, N.M., BATES, P.D., HORRITT, M.S., WILSON, M.D., 2007. Simple spatially-distributed models for predicting flood inundation: A review. *Geomorphology* 90,

208–225.

- IGC (International Growth Centre), 2016. Lights out: Zambia's electricity crisis. URL: <http://www.theigc.org/blog/lights-out-zambias-electricity-crisis/> (Zugriff: 18.07.2016) (Stand: 21.01.2016).
- ILMS-WIKI, 2017. Inundation Model J2000-Flood. URL: http://jams.uni-jena.de/ilmswiki/index.php/Inundation_Model_J2000-Flood (Zugriff: 08.02.2017) (Stand: 08.02.2017).
- INDERMÜHLE, A., STAUFFER, B., STOCKER, T.F., 2011. Early Holocene Atmospheric CO₂ Concentrations 1815, 1–4.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Synthesis Report. Geneva: IPCC.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013a. Fifth Assessment Report. Working Group I: Physical Science Basis. Geneva: IPCC.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013b. What is a GCM. URL: http://www.ipcc-data.org/guidelines/pages/gcm_guide.html (Zugriff: 23.09.2016) (Stand: 18.06.2013).
- IUCN (International Union for Conservation of Nature and Natural Resources), 2003. Barotse Floodplain, Zambia: Local economic dependence on wetland resources. Harare: IUCN Regional Office for Southern Africa.
- J2K MODELLDOKUMENTATION 2016. J2K Dokumentation. URL: http://www.geoinf.uni-jena.de/~ra53mac/Dokumentation_J2000_floodplain.pdf (Zugriff: 30.06.2016) (Stand: 22.02.2016).
- JACOB, D., 2001. A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. Meteorol. Atmos. Phys. 77, 61–73.
- JACOB, D., VAN DEN HURK, B.J.J.M., ANDRÆ, U., ELGERED, G., FORTELIUS, C., GRAHAM, L.P., JACKSON, S.D., KARSTENS, U., KÖPKEN, C., LINDAU, R., PODZUN, R., ROCKEL, B., RUBEL, F., SASS, B.H., SMITH, R.N.B., YANG, X., 2001. A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. Meteorol. Atmos. Phys. 77, 19–43.
- JACOB, D., PODZUN, R., 1997. Sensitivity studies with the regional climate model REMO. Meteorol. Atmos. Phys. 63, 119–129.
- JACOB, J., 2007. Zusammenhänge und Wechselwirkungen im Klimasystem. In: ENDLICHER, W., GERSTENGARBE, F.W., 2007. Der Klimawandel, Einblicke,

- Rückblicke, Ausblicke. Potsdam: Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung.
- JANSEN, P.H.M., HEUBERGER, P.S.C., 1995. Calibration of process-oriented models. *Ecological Modelling* 83, 55-66.
- JIRKA, G.H., LANG, C., 2009. Einführung in die Gerinnehydraulik. Karlsruhe: Universitätsverlag Karlsruhe.
- JONES, M.J., 2010. The Groundwater Hydrology of the Okavango Basin. FAO Internal Report. Maun: OKACOM.
- JUNG, C.H., JASINSKI, M.F., 2015. Sensitivity of a Floodplain Hydrodynamic Model to Satellite-Based DEM Scale and Accuracy: Case Study - The Atchafalaya Basin. *Remote Sens* 7, 7938–7958.
- JUNK, W.J., AN, S., FINLAYSON, C.M., GOPAL, B., KVET, J., MITCHELL, S.A., MITSCH, W.J., ROBERTS, R.D., 2013. Current state of knowledge regarding the world's wetlands and their future under global climate change: A synthesis. *Aquat. Sci.* 75, 151–167.
- KALOGNOMOU, E.A., LENNARD, C., SHONGWE, M., PINTO, I., FAVRE, A., KENT, M., HEWITSON, B., DOSIO, A., NIKULIN, G., PANITZ, H.J., BÜCHNER, M., 2013. A diagnostic evaluation of precipitation in CORDEX models over Southern Africa. *J. Clim.* 26, 9477–9506.
- KALOS, M.H., WHITLOCK, P.A., 2008. Monte Carlo Methods. Weinheim: Wiley-VCH.
- KANG, Y., KHAN, S., MA, X., 2009. Climate change impacts on crop yield, crop water productivity and food security – A review. *Prog. Nat. Sci.* 19, 1665–1674.
- KASPAR, F., HELMSCHROT, J., MHANDA, A., BUTALE, M., DE CLERCQ, W., KANYANGA, J. K., NETO, F. O. S., KRUGER, S., CASTRO MATSHEKA, M., MUCHE, G., HILLMANN, T., JOSEPHANS, K., POSADA, R., RIEDE, J., SEELY, M., RIBEIRO, C., KENABATHO, P., VOGT, R., JÜRGENS, N., 2015. The SASSCAL contribution to climate observation, climate data management and data rescue in Southern Africa. *Adv. Sci. Res.*, 12, 171-177.
- KEDDY, P.A., 2002. Wetland ecology. Cambridge University Press.
- KENDALL, M. G., 1975. Rank Correlation Methods. London: Charles Griffin.
- KINZELBACH, W., RAUSCH, R., 1995. Grundwassermodellierung - Eine Einführung mit Übungen. Stuttgart: Borntraeger.
- KITE, G., 2001. Modelling the Mekong: hydrological simulation for environmental impact studies. *J. Hydrol.* 253, 1–13.
- KLEINE, M., BUCK, A., EASTAUGH, C., 2009. Making African forests fit for climate change: A regional view of climate-change impacts on forests and people, and options for adaptation. International Union of Forest Research organizations.

- KLING, H., STANZEL, P., PREISHUBER, M., 2014. Impact modelling of water resources development and climate scenarios on Zambezi River discharge. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 1, 17–43.
- KNOCHE, M., FISCHER, C., POHL, E., KRAUSE, P., MERZ, R., 2014. Combined uncertainty of hydrological model complexity and satellite-based forcing data evaluated in two data-scarce semi-arid catchments in Ethiopia. *J. Hydrol.* 519, 2049–2066.
- KOCH, A., HEIPKE C., LOHMANN, P., 2000. Analysis of SRTM DGM – Methodology and Practical Results. IPI Universität Hannover, Commission IV, WG IV/6.
- KRALISCH, S., KRAUSE, P., 2006. JAMS A Framework for Natural Resource Model Development and Application. Proceedings of the International Environmental Software Society (IEMSS), Vermont, USA.
- KRALISCH, S., KRAUSE, P., FINK, M., FISCHER, C., FLÜGEL, W.-A., 2007. Component based environmental modelling using the JAMS framework. In: MODSIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation, 812–818.
- KRALISCH, S., ZANDER, F., KRAUSE, P., 2009. Coupling the RBIS Environmental Information System and the JAMS Modelling Framework. In: 18th World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia 13-17 July 2009.
- KRAUSE, P., 2001. Das hydrologische Modellsystem J2000 – Beschreibung und Anwendung in großen Flussgebieten. Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Environment, Band 29.
- KRAUSE, P., 2002. Quantifying the impact of land use changes on the water balance of large catchments using the J2000 model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 663–673.
- KRAUSE, P., BENDE-MICHL, U., FINK, M., HELMSCHROT, J., KRALISCH, S., KÜNNEN, A., 2009. Parameter sensitivity analysis of the JAMS/J2000-S model to improve water and nutrient transport process simulation - a case study for the Duck catchment in Tasmania. In: ANDERSSON, R.S., BRADDOCK, R.D., NEWHAM, L.T.H. (Eds.), 2009. 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation. Cairns: Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation, 3179–3186.
- KRAUSE, P., BOYLE, D.P., BÄSE, F., 2005. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Adv. Geosci.* 5, 89–97.
- KRAUSE, P., HANISCH, S., 2009. Simulation and analysis of the impact of projected climate

- change on the spatially distributed waterbalance in Thuringia, Germany. *Adv. Geosci.* 21, 33–48.
- KRUGER, A.C., o.J. Climate Variability and Observed Change in Southern Africa. URL: <<http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/documents/ClimateChangeSouthernAfrica.pdf>> (Zugriff: 11.07.2016) (Stand: o.J.).
- KUNDZEWICZ, Z.W., 2004. Searching for change in hydrological data. *Hydrological Sciences Journal* 49, 3–6.
- KUNDZEWICZ, Z.W., MATA, L.J., ARNELL, N.W., DÖLL, P., JIMENEZ, B., MILLER, K., OKI, T., SEN, Z., SHIKLOMANOV, I., 2008. The implications of projected climate change for freshwater resources and their management. *Hydrological Sciences Journal* 53, 3–10.
- KUNDZEWICZ, Z.W., ROBSON, A.J., 2004. Change detection in hydrological records – a review of the methodology. *Hydrological Sciences Journal* 49, 7–19.
- KUSANGAYA, S., WARBURTON, M.L., ARCHER, E., GARDEREN, V., JEWITT, G.P.W., 2014. Impacts of climate change on water resources in southern Africa: A review. *Phys. Chem. Earth* 67–69, 47–54.
- LAUER, W., BENDIX, J., 2006. *Klimatologie*. Braunschweig: Westermann.
- LEAVESLEY, G. H., LICHTY, R.W., TROUTMAN, B. M., SAINDON, L.G., 1983. The Precipitation-Runoff Modelling System PRMS. User's Manual. Water Resources Investigation Report 83-4238.
- LEE, S., PRADHAN, B., 2007. Landslide hazard mapping at Selangor, Malaysia using frequency ratio and logistic regression models. *Landslides* 4, 33–41.
- LENHART, T., ECKHARDT, K., FOHRER, N., FREDE, H.-G., 2002. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. *-Physics and Chemistry of the Earth* 27, 645–654.
- LI, Y., YE, W., WANG, M., YAN, X., 2009. Climate change and drought: a risk assessment of crop-yield impacts. *Clim. Res.* 39, 31–46.
- LIU, H.L., CHEN, X., BAO, A.M., WANG, L., 2007. Investigation of groundwater response to overland flow and topography using a coupled MIKE SHE/MIKE 11 modeling system for an arid watershed. *J. Hydrol.* 347, 448–459.
- LOBELL, D.B., SCHLENKER, W., COSTA-ROBERTS, J., 2011. Climate Trends and Global Crop Production Since 1980. *Science* 333, 616–620.

- LÖFFLER, E., HONECKER, U., STABEL, E., 2005. Eine Einführung in die geographische Interpretation von Luftbildern und modernen Fernerkundungsdaten. Stuttgart: Gebrüder Bornträger.
- LUBINDA, M., 2014. Persönliche Mitteilung (September 2014). Kalabo: Agricultural Office.
- LUSAKATIMES, 2012. Government signs \$12m deal for the Kalabo-Sikongo-Angola road project. URL: <<https://www.lusakatimes.com/2012/05/03/government-signs-12m-deal-kalabosikongoangola-road-project/>>. (Zugriff: 16.09.2016) (Stand: 03.05.2012).
- LUSAKATIMES, 2016. The Mongu-Kalabo road has been completed. URL: <<https://www.lusakatimes.com/2016/04/08/mongu-kalabo-road-completed/>>. (Zugriff: 16.05.2016) (Stand: 08.04.2016).
- MACDONALD, A.M., BONSOR, H.C., DOCHARTAIGH, B.É.Ó., TAYLOR, R.G., 2012. Quantitative maps of groundwater resources in Africa. *Environ. Res. Lett.* 7, 24009.
- MAGADZA, C.H.D., 2010. Environmental state of Lake Kariba and Zambezi River Valley: Lessons learned and not learned. *Lakes Reserv. Res. Manag.* 15, 167–192.
- MANN, H. B., 1945. Non-parametric tests for against trend. *Econometrica* 12, 245–249.
- MAZVIMAVI, D., WOLSKI, P., 2006. Long-term variations of annual flows of the Okavango and Zambezi Rivers. *Phys. Chem. Earth* 31, 944–951.
- MCCARTNEY, M., CAI, X., SMAKHTIN, V., 2013. Evaluating the flow regulating functions of natural ecosystems in the Zambezi River Basin. Colombo, Sri Lanka: International Water Management Institute (IWMI). 59p. (IWMI Research Report 148).
- MCCUEN, R., 1973. The role of sensitivity analysis in hydrologic modelling. *J. Hydrol.* 18, 37–53.
- MCCUEN, R.H., KNIGHT, Z., CUTTER, A.G., 2006. Evaluation of the Nash-Sutcliffe Efficiency Index. -*Journal of Hydrologic Engineering* 11, 6, 597-602.
- MEIER, P., FRÖMELT, A., KINZELBACH, W., 2011. Hydrological real-time modelling in the Zambezi river basin using satellite-based soil moisture and rainfall data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 999–1008.
- MEIJERINK, A.M.J., 1997. Conceptual modelling for surface-groundwater interactions based on hydrotopes, identified by remote sensing. *Remote Sens. Geogr. Inf. Syst. Des. Oper. Water Resour. Syst.* 149–156.
- MEINHARDT, M., 2016. J2000 hydrological model floodplain extension. URL: <<https://www.youtube.com/watch?v=rQoQlo4WDhI>> (Zugriff: 25.12.2016) (Stand: 18.10.2016).

- MEINSHAUSEN, M., SMITH, S.J., CALVIN, K., DANIEL, J.S., KAINUMA, M.L.T., LAMARQUE, J.-F., MATSUMOTO, K., MONTZKA, S.A., RAPER, S.C.B., RIAHI, K., THOMSON, A., VELDEERS, G.J.M., VAN VUUREN, D.P.P., 2011. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change* 109, 213–241.
- MELCHING, C.S., YOON, C.G., 1996. Key sources of uncertainty in QUAL2E model of Passaic River. *J. Water Resour. Plan. Manag.* 122, 105–113.
- MIOLA, A., SIMONET, C., 2014. Concepts and Metrics for Climate Change Risk and Development – Towards an index for Climate Resilient Development. Joint Research Centre, Science and policy reports. Luxembourg: Publications Office of the European Union.
- MITCHELL, S.A., 2013. The status of wetlands, threats and the predicted effect of global climate change: The situation in Sub-Saharan Africa. *Aquat. Sci.* 75, 95–112.
- MITSCH, W.J., BERNAL, B., NAHLIK, A.M., MANDER, Ü., ZHANG, L., ANDERSON, C.J., JØRGENSEN, S.E., BRIX, H., 2013. Wetlands, carbon, and climate change. *Landsc. Ecol.* 28, 583–597.
- MITSCH, W.J., GOSSILINK, J.G., 2000a. The value of wetlands: Importance of scale and landscape setting. *Ecol. Econ.* 35, 25–33.
- MITSCH, W.J., GOSSILINK, J.G., 2000b. *Wetlands*. New York: John Wiley & Sons.
- MITSCH, W.J., NAHLIK, A., WOLSKI, P., BERNAL, B., ZHANG, L., RAMBERG, L., 2010. Tropical wetlands: Seasonal hydrologic pulsing, carbon sequestration, and methane emissions. *Wetl. Ecol. Manag.* 18, 573–586.
- MMEGI, 2016. Gaborone Dam springs to life. URL: <<http://www.mmegi.bw/index.php?aid=58643&dir=2016/march/17>> (Zugriff: 18.07.2016) (Stand: 17.03.2016).
- MOHAMED, Y.A., BASTIAANSEN, W.G.M., SAVENIJE, H.H.G., 2004. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *J. Hydrol.* 289, 145–164.
- MOLINA-NAVARRO, E., HALLACK-ALEGRÍA, M., MARTÍNEZ-PÉREZ, S., RAMÍREZ-HERNÁNDEZ, J., MUNGARAY-MOCTEZUMA, A., SASTRE-MERLÍN, A., 2016. Hydrological modeling and climate change impacts in an agricultural semiarid region. Case study: Guadalupe River basin, Mexico. *Agric. Water Manag.* 175, 29–42.
- MONTGOMERY, D.R., GRAN, K.B., 2001. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resour. Res.* 37, 1841–1846.
- MORISHIMA, W., AKASAKA, M., 2010. Seasonal trends of rainfall and surface temperature over southern Africa. *African Study Monographs* 40, 67–76.

- MORIASI, D.N., J.G. ARNOLD, M.W. VAN LIEW, R.L. BINGNER, R.D. HARMEL, T.L. VEITH, 2007. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. -American Society of Agricultural and Biological Engineers (ASABE) 50, 3, 885-900.
- MORIASI, D.N., ARNOLD, J.G., VAN LIEW, M.W., BINGNER, R.L., HARMEL, R.D., VEITH, T.L., 2007. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. -American Society of Agricultural and Biological Engineers (ASABE) 50, 3, 885-900.
- MÜSCHEN, B., FLUGEL, W.A., STEINNOCHER, K., FELLAH, K., RODOLFI, G., COLPAERT, A., KRZYWINSKI, K., QUIEL, F., 1999. Parameterizing hydrological, erosion and solute transport models by application of remote sensing in the ARSGISIP project. Geosci. Remote Sens. Symp. 1999. IGARSS '99 Proceedings. IEEE 1999 Int.
- MULETA, M.K., NICKLOW, J.W., 2005. Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. J. Hydrol. 306, 127–145.
- NAIDOO, S. DAVIS, C., ARCHER VAN GARDEREN, E., 2013. Forests, rangelands and climate change in southern Africa. Forests and Climate Change Working Paper No. 12. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- NANSON, G.C., CROKE, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. Geomorphology 4, 459 – 486.
- NDIRITU, J., 2009. A comparison of automatic and manual calibration using the Pitman model. Phys. Chem. Earth 34, 729–740.
- NIGRO, J., SLAYBACK, D., POLICELLI, F., BRAKENRIDGE, G.R., 2014. NASA / DFO MODIS Near Real-Time (NRT) Global Flood Mapping Product - Evaluation of Flood and Permanent Water Detection. URL: <http://oas.gsfc.nasa.gov/floodmap/documents/NASAGlobalNRTEvaluationSummary_v4.pdf> (Zugriff: 27.09.2016) (Stand: 14.10.2014).
- NIKULIN, G., JONES, C., GIORGI, F., ASRAR, G., BÜCHNER, M., CEREZO MOTA, R., CHRISTENSEN, O.B., DÉQUÉ, M., FERNANDEZ, J., HÄNSLER, A., VAN MEIJGAARD, E., SAMUELSSON, P., SYLLA, M.B., SUSHAMAK, L., 2012. Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX Africa regional climate simulations. Journal of Climate 25, 6057–6078.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), 2016. Climate at a Glance – Time Series. URL: <<http://www.ncdc.noaa.gov/cag/time-series/global/africa/land/ytd/>>

- 12/1910-2016?trend=true&trend_base=10&firsttrendyear=1975&lasttrendyear=2016> (Zugriff: 10.07.2016) (Stand: 10.07.2016).
- NEW YORK TIMES, 2016. Climate Change Hits Hard in Zambia, an African Success Story. URL: <http://www.nytimes.com/2016/04/13/world/africa/zambia-drought-climate-change-economy.html?_r=0> (Zugriff: 18.07.2016) (Stand: 12.04.2016).
- NYSTROM, E., REHMANN, C., OBERG, K., 2007. Evaluation of Mean Velocity and Turbulence Measurements with ADCPs. *J. Hydraul. Eng.* 133, 1310–1318.
- OBERG, K., MUELLER, D. S., ASCE, M., 2007. Validation of Streamflow Measurements Made with Acoustic Doppler Current Profilers. *J. Hydraul. Eng.* 133, 1421–1432.
- O'REILLY, C.M., ALIN, S.R., PLISNIER, P.-D.D., COHEN, A.S., MCKEE, B.A., 2003. Climate change decreases aquatic ecosystem productivity of Lake Tanganyika, Africa. *Nature* 424, 766–768.
- PAIVA, R.C.D., COLLISCHONN, W., TUCCI, C.E.M., 2011. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *J. Hydrol.* 406, 170–181.
- PAIVA, R.C.D., BUARQUE, D.C., COLLISCHONN, W., BONNET, M.P., FRAPPART, F., CALMANT, S., BULHES MENDES, C.A., 2013a. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resour. Res.* 49, 1226–1243.
- PAIVA, R.C.D., COLLISCHONN, W., BUARQUE, D.C., 2013b. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. *Hydrol. Process.* 27, 333–346.
- PAPPENBERGER, F., BEVEN, K., HORRITT, M., BLAZKOVA, S., 2005. Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations. *J. Hydrol.* 302, 46–69.
- PEEL, M.C., FINLAYSON, B.L., MCMAHON, T.A., 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Science* 11, 1633–44.
- PETTERS, S.W., 1991. *Regional Geology of Africa*. Berlin: Springer.
- PFANNSCHMIDT, K., 2008. Optimierungsmethoden zur HRU-basierten N/A-Modellierung für eine operationelle Hochwasservorhersage auf Basis prognostischer Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes. Untersuchungen in einem mesoskaligen Einzugsgebiet im Thüringer Wald. Dissertationsschrift. Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- PFENNIG, B., 2015. Persönliche Mitteilung (Januar 2015). Jena: FSU.
- PFENNIG, B., 2016. Werkzeuge zum Ableiten hydrologisch-prozeßhomogener

Modelleinheiten. FSU Jena: Dissertation in Arbeit.

PFENNIG, B., FINK, M., KRAUSE, P., SCHMIED, H. M., 2006. Leitfaden für die Ableitung prozessorientierter Modelleinheiten (HRU's) für die hydrologische Modellierung. Jena: o.V.

PFENNIG, B., WOLF, M., 2007. Extraction of process-based topographic model units using SRTM elevation data for Prediction in Ungauged Basins (PUB) in different landscapes. In: OXLEY, L., KULASARI, D. (Eds.), 2007. MODSIM 2007 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, 685-691.

PIELKE, R.A. SR., ADEGOKE, J.O., CHASE, T.N., MARSHALL, C.H., MATSUI, T., NIYOGI, D., 2007. A new paradigm for assessing the role of agriculture in the climate system and in climate change. *Agricultural and Forest Meteorology* 142, 234–254.

PINTO, I., LENNARD, C., TADROSS, M., HEWITSON, B., DOSIO, A., NIKULIN, G., PANITZ, H.J., SHONGWE, M.E., 2016. Evaluation and projections of extreme precipitation over southern Africa from two CORDEX models. *Clim. Change* 135, 655–668.

POULIN, A., BRISSETTE, F., LECONTE, R., ARSENAULT, R., MALO, J.S., 2011. Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin. *J. Hydrol.* 409, 626–636.

PRAMANIK, N., PANDA, R.K., SEN, D., 2010. One dimensional hydrodynamic modeling of river flow using DEM extracted river cross-sections. *Water Resour. Manag.* 24, 835–852.

PRÖPPER, M., GRÖNGRÖFT, A., FINCKH, M., STIRN, S., CAUWER, V. DE, LAGES, F., MASAMBA, W., MURRAY-HUDSON, M., SCHMIDT, L., STROHBACH, B., JÜRGENS, N., 2015. The Future Okavango – Findings, Scenarios and Recommendations for Action. Research Project Final Synthesis Report 2010 - 2015. Hamburg: Biozentrum Klein Flottbek.

RAGHUNATH, H. M., 2006. *Hydrology, Principles, Analysis and Design*. New Delhi: New Age International Limited.

RANDALL, D.A., WOOD, R.A., BONY, S., COLMAN, R., FICHEFET, T., FYFE, J., KATTSOV, V., PITMAN, A., SHUKLA, J., SRINIVASAN, J., STOUFFER, R.J., SUMI, A., TAYLOR, K.E., 2007. Climate Models and Their Evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In: SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K.B., TIGNOR, M., MILLER, H.L. (Eds.), 2007.

- Cambridge and New York: Cambridge University Press.
- REBELO, L.M., MCCARTNEY, M.P., FINLAYSON, C.M., 2010. Wetlands of Sub-Saharan Africa: Distribution and contribution of agriculture to livelihoods. *Wetl. Ecol. Manag.* 18, 557–572.
- RENARD, B., KAVETSKI, D., KUCZERA, G., THYER, M., FRANKS, S.W., 2010. Understanding predictive uncertainty in hydrologic modeling: The challenge of identifying input and structural errors. *Water Resour. Res.* 46, 1–22.
- RIAH, K., RAO, S., KREY, V., CHO, C., CHIRKOV, V., FISCHER, G., KINDERMANN, G., NAKICENOVIC, N., RAFAJ, P., 2011. RCP 8.5-A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Clim. Change* 109, 33–57.
- ROECKNER, E., R. BROKOPF, M. ESCH, M. GIORGETTA, S. HAGEMANN, L. KORNBLUEH, E. MANZINI, U. SCHLESE, U. SCHULZWEIDAM, 2004. The atmospheric general circulation model ECHAM5 Part II: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution. MPI-Report No. 354. URL: <http://www.mpimet.mpg.de/fileadmin/publikationen/Reports/max_scirep_354.pdf>. (Zugriff: 22.01.2016) (Stand: 01.09.2004).
- ROECKNER, E., G. BÄUML, L. BONAVENTURA, R. BROKOPF, M. ESCH, M. GIORGETTA, S. HAGEMANN, I. KIRCHNER, L. KORNBLUEH, E. MANZINI, A. RHODIN, U. SCHLESE, U. SCHULZWEIDA, A. TOMPKINS, 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description. MPI-Report No. 349. URL: <http://www.mpimet.mpg.de/fileadmin/publikationen/Reports/max_scirep_349.pdf>. (Zugriff: 22.01.2016) (Stand: 01.11.2003).
- SADC (South African Development Community), 2009. Explanatory Brochure for the South African Development Community (SADC) Hydrogeological Map & Atlas. Gaborone: SADC Secretariat.
- SADC (South African Development Community), 2011a. A SADC support programme on reducing emissions from deforestation and forest degradation (REDD) 2012-2015. Gaborone: SADC Secretariat.
- SADC (South African Development Community), 2011b. Climate Change Adaptation in SADC: A Strategy for the Water Sector. Gaborone: SADC Secretariat.
- SALMI, T., A. MÄÄTTÄ, P. ANTTILA, T. RUOHO-AIROLA, T. AMNELL, 2002. Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates – the Excel template application MAKESENS. *Publications on Air Quality*, 31, August 2002.
- SALTELLI, A., CHAN, K., SCOTT, E.M., 2000. Sensitivity Analysis. New York: Wiley.

- SANDERS, B.F., 2007. Evaluation of on-line DEMs for flood inundation modeling. *Adv. Water Resour.* 30, 1831–1843.
- SASSCAL-IS (Southern African Science Service Centre for Climate Change and Adaptive Land Management Information System), 2016. URL: <<http://leutra.geogr.uni-jena.de/sasscalRBIS/metadata/start.php>>. (Zugriff: 23.09.2016) (Stand: 23.09.2016).
- SCHAEFLI, B., GUPTA, H., 2007. Do Nash values have value? *Hydrological Processes*, 21(15), 2075-2080.
- SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P., 2010. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Heidelberg: Spektrum.
- SCHULTZ, G. A., ENGMAN, E. T., 2000. *Remote sensing in hydrology and water management*. Berlin: Springer.
- SCHULZWEIDA, U., 2016. *Climate Data Operators User's Guide Version 1.7.1*. URL: <<https://code.zmaw.de/projects/cdo/embedded/cdo.pdf>>. (Zugriff: 30.03.2016) (Stand: Februar 2016).
- SCHUYT, K.D., 2005. Economic consequences of wetland degradation for local populations in Africa. *Ecol. Econ.* 53, 177–190.
- SCHWARZE, R., DRÖGE, W., OPPERDEN, K., 1999. Regional analysis and modelling of groundwater runoff components from catchments in hard rock areas. *IAHS Publ.* 254, 221-232.
- SEKELI, P.M., PHIRI, M., 2002. *State of Forest and Tree Genetic Resources in Zambia*. Prepared for the Second Regional Training Workshop on Forest Genetic Resources for Eastern and Southern African Countries 6-10 December 1999, Nairobi, Kenya; and updated for the SADC Regional Workshop on forest and tree genetic resources, 5-9 June 2000, Arusha, Tanzania. *Forest Genetic Resources Working Papers, Working Paper FGR/31E*. Forest Resources Development Service, Forest Resources Division. FAO, Rome, Italy (unpublished).
- SEN, P. K., 1968. Estimates of the Regression Coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of American Statistical Association* 63, 1379–1389.
- SHAFROTH, P.B., WILCOX, A.C., LYTLE, D.A., HICKEY, J.T., ANDERSEN, D.C., BEAUCHAMP, V.B., HAUZINGER, A., MCMULLEN, L.E., WARNER, A., 2010. Ecosystem effects of environmental flows: Modelling and experimental floods in a dryland river. *Freshw. Biol.* 55, 68–85.
- SHARMA, N., FLÜGEL, W.-A., 2015. *Applied Geoinformatics for Sustainable Integrated Land and Water Resources Management (ILWRM) in the Brahmaputra River Basin*.

- Results from the EC-project BRAHMATWINN. Indien: Springer.
- SHONGWE, M.E., LENNARD, C., LIEBMANN, B., KALOGNOMOU, E.-A., NTSANGWANE, L., PINTO, I., SHONGWE, M.E., 2015. An evaluation of CORDEX regional climate models in simulating precipitation over Southern Africa. *Atmos. Sci. Lett. Atmos. Sci. Lett* 16, 199–207.
- SIEGMUND, A., MENZ, G., 2005. Fernes nah gebracht - Satelliten- und Luftbildeinsatz zur Analyse von Umweltveränderungen im Geographieunterricht. *Geographie und Schule* 27, 2-10.
- SILVEIRA, L., 1997. Multivariate analysis in hydrology: the factor correspondence analysis method applied to annual rainfall data. *Hydrological Sciences Journal*, 42:2, 215-224.
- SPALDING-FECHER, R., CHAPMAN, A., YAMBA, F., WALIMWIPI, H., KLING, H., TEMBO, B., NYAMBE, I., CUAMBA, B., 2016. The vulnerability of hydropower production in the Zambezi River Basin to the impacts of climate change and irrigation development. *Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Chang.* 21, 721–742.
- SREX, 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: FIELD, C.B., V. BARROS, T.F. STOCKER, D. QIN, D.J. DOKKEN, K.L. EBI, M.D. MASTRANDREA, K.J. MACH, G.-K. PLATTNER, S.K. ALLEN, M. TIGNOR, P.M. MIDGLEY (Eds.), 2012. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.
- STAUDENRAUSCH, H., 2001. Untersuchungen zur hydrologischen Topologie von Landschaftsobjekten für die distributive Flussgebietsmodellierung. Friedrich-Schiller-Universität Jena: Dissertationsschrift.
- STEUDEL, T., GÖHMANN, H., FLÜGEL, W.-A., HELMSCHROT, J., 2013. Assessment of hydrological dynamics in the upper Okavango River Basins. *Biodiversity & Ecology* 5, 247-261.
- STIRN, S., GÖHMANN, H., 2016. Perspectives for a joint water management in the Okavango Catchment - TFO Policy Brief. URL: <http://www.future-okavango.org/downloads/TFO__PB_Water_engl_small.pdf> (Zugriff: 19.09.2016) (Stand: 01.03.2016).
- STOKES, G.G., 1845. On the theories of the internal friction of fluids in motion. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society* 8, 287-305.
- STRAHLER, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*. 63, 1117-1142.

- STRINGER, C.E., TRETTIN, C.C., ZARNOCH, S.J., TANG, W., 2015. Carbon stocks of mangroves within the Zambezi River Delta, Mozambique. *For. Ecol. Manage.* 354, 139–148.
- TADROSS, M., DAVIS, C., ENGELBRECHT, F., JOUBERT, A., ARCHER VAN GARDEREN, E., 2011. Regional scenarios of future climate change over southern Africa. In: DAVIS, C.L. (Eds.), *Climate Risk and Vulnerability: A Handbook for Southern Africa*. Council for Scientific and Industrial Research, Pretoria, South Africa.
- TANG, Y., REED, P., WAGENER, T., VAN WERKHOVEN, K., 2007. Comparing sensitivity analysis methods to advance lumped watershed model identification and evaluation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 793–817.
- TESFAGIORGIS, K., GEBREYOHANNES, T., SMEDT, F., MOEYERSONS, J., HAGOS, M., NYSSSEN, J., DECKERS, J., 2011. Evaluation of the groundwater resources in the Geba basin, Ethiopia. *Bull. Eng. Geol. Environ.* 70, 461–466.
- THE SOUTHERN TIMES, 2016. How El Nino-induced drought devastated southern Africa. URL: <http://southernafrican.news/2016/06/29/how-el-nino-induced-drought-devastated-southern-africa/> (Zugriff: 29.06.2016) (Stand: 18.07.2016).
- TIGHE, M.L., CHAMBERLAIN, D., 2009. Accuracy comparison of the srtm, aster, ned, nextmap® usa digital terrain model over several usa study sites. ASPRS/MAPPS 2009 Fall Conf. Novemb. 16-19, San Antonia, Texas.
- TIMBERLAKE, J., 2000. Biodiversity of the Zambezi Basin. *Occasional Publications in Biodiversity* 9, 1-22.
- THOMPSON, J.R., SORENSON, H.R., GAVIN, H., REFSGAARD, A., 2004. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *J. Hydrol.* 293, 151–179.
- THORNTON, P.K., JONES, P.G., ALAGARSWAMY, G., ANDRESEN, J., 2009. Spatial variation of crop yield response to climate change in East Africa. *Glob. Environ. Chang.* 19, 54–65.
- THORNTON, P.K., JONES, P.G., ALAGARSWAMY, G., ANDRESEN, J., HERRERO, M., 2010. Adapting to climate change: Agricultural system and household impacts in East Africa. *Agric. Syst.* 103, 73–82.
- TODD, M.C., ANDERSSON, L., HUGHES, D.A., KNIVETON, D., LAYBERRY, R., MURRAY-HUDSON, M., SAVENIJE, H.H.G., WILK, J., WOLSKI, P., 2008. Simulating Climate Impacts on Water Resources: Experience from the Okavango River, Southern Africa. In: *Hydrological Modelling and the Water Cycle: Coupling the Atmospheric*

- and Hydrological Models. Heidelberg: Springer, 243–265.
- TODINI, E., 2007. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 468–482.
- TRIGG, M.A., WILSON, M.D., BATES, P.D., HORRITT, M.S., ALSDORF, D.E., FORSBERG, B.R., VEGA, M.C., 2009. Amazon flood wave hydraulics. *J. Hydrol.* 374, 92–105.
- TRIPATI, A.K., ROBERTS, C.D., EAGLE, R.A., 2009. Coupling of CO₂ and ice sheet stability over major climate transitions of the last 20 million years. *Science* 326, 1394–1397.
- TURPIE, J., SMITH, B., EMERTON, L., BARNES, J., 1999. Economic Valuation of the Zambezi Basin Wetlands. Harare: IUCN – International Union for Conservation of Nature and Natural Resources, Regional Office for Southern Africa.
- UHLENBROOK, S., 1999. Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet. In: LEIBUNDGUT, C., DEMUTH, S. (Hrsg.): *Freiburger Schriften zur Hydrologie* 10. Freiburg i. Br.: Institut für Hydrologie Universität Freiburg.
- UNDP (United Nations Development Programme), 2007. Human Development Report 2007/2008. Fighting Climate Change: Human Solidarity in a Divided World. New York.
- UN-OCHA (United Nations Office for the Coordination of Humanitarian Affairs), 2016a. RIASCO Action Plan for Southern Africa: Response Plan for the El Niño-induced Drought in Southern Africa (May 2016 - April 2017). URL: <<http://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/files/resources/RIASCO%20Action%20Plan%20Draft%20Document%20PDF%20version.pdf>> (Zugriff: 20.09.2016) (Stand: 22.6.2016).
- UN-OCHA (United Nations Office for the Coordination of Humanitarian Affairs), 2016b. Regional Outlook for Southern Africa, March - May 2016. URL: <http://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/files/resources/south_africa_humanitarian_outlook_5may2016.pdf> (Zugriff: 20.09.2016) (Stand: 09.05.2016).
- UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization), 1971. Convention on Wetlands of International Importance especially as Waterfowl Habitat. Ramsar, Iran. URL: <http://www.ramsar.org/sites/default/files/documents/library/scan_certified_e.pdf> (Zugriff: 30.07.2016) (Stand: 28.5.1987).
- UPPALA, S. M., KÄLLBERG, P. W., SIMMONS, A. J., ANDRAE, U., DA COSTA BECHTOLD, V., FIORINO, M., GIBSON, J. K., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. A., LI, X., ONOGI, K., SAARINEN, S., SOKKA, N., ALLAN, R. P., ANDERSSON, E., ARPE, K., BALMASEDA,

- M. A., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., CAIRES, S., CHEVALLIER, F., DETHOF, A., DRAGOSAVAC, M., FISHER, M., FUENTES, M., HAGEMANN, S., HÓLM, E., HOSKINS, B. J., ISAKSEN, L., JANSSEN, P. A. E. M., JENNE, R., McNALLY, A. P., MAHFOUF, J. F., MORCLETTE, J. J., RAYNER, N. A., SAUNDERS, R. W., SIMON, P., STERL, A., TRENBERTH, K. E., UNTCH, A., VASILJEVIC, D., VITERBO, P., WOOLLEN, J., 2005. The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961-3012.
- VAN GRIENSVEN, A., MEIXNER, T., GRUNWALD, S., BISHOP, T., DILUZIO, M., SRINIVASAN, R., 2006. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *J. Hydrol.* 324, 10–23.
- VAN LIEW, M.W., ARNOLD, J.G., BOSCH, D.D., 2005. Problems and Potential of Autocalibrating a Hydrologic Model. *Trans. ASAE* 48, 1025–1040.
- VERBOOM, W.C., BRUNT, M.A., 1970a. An Ecological Survey of Western Province, Zambia, with Special Reference to the Fodder Resources. Volume I, The Environment. Tolworth: Land Resources Division, Directorate of Overseas Surveys.
- VERBOOM, W.C., BRUNT, M.A., 1970b. An Ecological Survey of Western Province, Zambia, with Special Reference to the Fodder Resources. Volume II, The Grasslands and their Development. Tolworth: Land Resources Division, Directorate of Overseas Surveys.
- VERMEULEN, S.J., AGGARWAL, P.K., AINSLIE, A., ANGELONE, C., CAMPBELL, B.M., CHALLINOR, A.J., HANSEN, J.W., INGRAM, J.S.I., JARVIS, A., KRISTJANSON, P., LAU, C., NELSON, G.C., THORNTON, P.K., 2012. Options for support to agriculture and food security under climate change. *Environmental Science & Policy* 15, 136–144.
- VETTER, T., HUANG, S., AICH, V., YANG, T., WANG, X., KRYSANOVA, V., HATTERMANN, F., 2015. Multi-model climate impact assessment and intercomparison for three large-scale river basins on three continents. *Earth Syst. Dyn.* 6, 17–43.
- WALKLEY, A., BLACK I.A., 1934. An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.* 3, 9-37.
- WBG (World Bank Group), 2012. Turn Down the Heat: Why a 4 °C Warmer World Must be Avoided. Washington: World Bank.
- WEBER, T., 2014. Persönliche Mitteilung (3.6.2014). Hamburg: Biozentrum Klein Flottbek.
- WEINZIERL, T., CONRAD, O., BÖHNER, J., WEHBERG, J., 2013. Regionalization of Baseline

- Climatologies and Time Series for the Okavango Catchment. *Biodivers. Ecol.* 5, 235–245. (REMO downscaling mit SRTM)
- WEISCHET, W., ENDLICHER, W., 2000. Regionale Klimatologie. Die Alte Welt Europa Afrika Asien. Stuttgart: B.G. Teubner.
- WHIGHAM, P.A., YOUNG, W.J., 2001. Modelling river and floodplain interactions for ecological response. *Math. Comput. Model.* 33, 635–647.
- WIESE, B., 1997. Afrika Ressourcen Wirtschaft Entwicklung. Stuttgart: B.G. Teubner.
- WIGLEY, T.M.L., SANTER, B.D., 2013. A probabilistic quantification of the anthropogenic component of twentieth century global warming. *Clim. Dyn.* 40, 1087–1102.
- WILLIAMS, G.P., 1978. Bank-full discharge of Rivers. *Water Resources Research* 14, 1141 – 1154.
- WILSON, M.D., BATES, P., ALSDORF, D., FORSBERG, B., HORRITT, M., MELACK, J., FRAPPART, F., FAMIGLIETTI, J., 2007. Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophys. Res. Lett.* 34, 4–9.
- WINSEMIUS, H.C., SAVENIJE, H.H.G., GERRITS, A. M.J., ZAPREEVA, E. A., KLEES, R., 2006. Comparison of two model approaches in the Zambezi river basin with regard to model reliability and identifiability. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 2, 2625–2661.
- WINSEMIUS, H.C., SAVENIJE, H.H.G., BASTIAANSEN, W.G.M., 2008. Constraining model parameters on remotely sensed evaporation: justification for distribution in ungauged basins? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 1403–1413.
- WOLF, M., PFENNIG, B., KRAUSE, P., FLÜGEL, W.-A., 2009. Delineation of topographic process entities using SRTM for hydrological modelling. In: ANDERSEN, R. S., BRADDOCK, R. D., NEWHAM, L.T.H. (Eds.), 2009. 18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation. Cairns: Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation, 2021-2027.
- WOLMAN, M.G., LEOPOLD, L.B., 1957. River Floodplains: Some Observations on their Formation, US Geological Survey Professional Paper 282. Reston: US Geological Survey, 86 – 109.
- WOLSKI, P., SAVENIJE, H.H.G., MURRAY-HUDSON, M., GUMBRICHT, T., 2006. Modelling of the flooding in the Okavango Delta, Botswana, using a hybrid reservoir-GIS model. *J. Hydrol.* 331, 58–72.

- WOLSKI, P., TODD, M.C., MURRAY-HUDSON, M.A., TADROSS, M., 2012. Multi-decadal oscillations in the hydro-climate of the Okavango River system during the past and under a changing climate. *J. Hydrol.* 475, 294–305.
- YAMAZAKI, D., KANAE, S., KIM, H., OKI, T., 2011. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resour. Res.* 47, 1–21.
- YAMBA, F.D., WALIMWIPI, H., JAIN, S., ZHOU, P., CUAMBA, B., MZEZEWA, C., 2011. Climate change/variability implications on hydroelectricity generation in the Zambezi River Basin. *Mitigation and Adaption Strategies for Global Change* 16, 617–628.
- YANG, J., TOWNSEND, R.D., DANESHFAR, B., 2006. Applying the HEC-RAS model and GIS techniques in river network floodplain delineation. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 33, 19-28.
- YUAN, Y., QAISER, K., 2011. Floodplain Modeling in the Kansas River Basin Using Hydrologic Engineering Center (HEC) Models: Impacts of Urbanization and Wetlands for Mitigation. Washington, D.C.: U.S. Environmental Protection Agency Office of Research and Development.
- ZACHARIAS, I., DIMITRIOU, E., KOUSSOURIS, T., 2004. Quantifying land-use alterations and associated hydrologic impacts at a wetland area by using remote sensing and modeling techniques. *Environ. Model. Assess.* 9, 23–32.
- ZAMBIA DAILY MAIL, 2015a. Kalabo drought triggers food SOS. URL: <<https://www.daily-mail.co.zm/?p=40016>> (Zugriff: 18.07.2016) (Stand: 13.08.2015).
- ZAMBIA DAILY MAIL, 2015b. Kalabo: Counting cost of drought. URL: <<https://www.daily-mail.co.zm/?p=40516>> (Zugriff: 18.07.2016) (Stand: 16.08.2015).
- ZAMBIA DAILY MAIL, 2016. Kalabo: Mongu-Kalabo road springboard for development. URL: <<https://www.daily-mail.co.zm/?p=62392>> (Zugriff: 17.09.2016) (Stand: 14.03.2016).
- ZANDER, F., KRALISCH, S., 2016. River Basin Information System: Open Environmental Data Management for Research and Decision Making. *ISPRS Int. J. Geo-Information* 5, 123.
- ZDF (Zweites Deutsches Fernsehen), 2016. 50 Millionen Menschen von Hunger bedroht: ZDF-Themenschwerpunkt zur Dürre-Katastrophe in weiten Teilen Afrikas. URL: <<https://presseportal.zdf.de/pressemitteilung/mitteilung/50-millionen-menschen-von-hunger-bedroht-zdf-themenschwerpunkt-zur-duerre-katastrophe-in-weiten-teilen-afrikas/772/>> (Stand: 15.07.2016) (Zugriff: 18.07.2016).

- ZECH, W., HINTERMAIER-ERHARD, G., 2002. Böden der Welt. Ein Bildatlas. Berlin: Spektrum.
- ZENDER, C. S., 2008. Analysis of self-describing gridded geoscience data with netCDF Operators (NCO). *Environmental Modelling and Software* 23, 1338–1342.
- ZHANG, L., MITSCH, W.J., 2005. Modelling hydrological processes in created freshwater wetlands: An integrated system approach. *Environ. Model. Softw.* 20, 935–946.
- ZHAO, T., DAI, A., 2015. The Magnitude and Causes of Global Drought Changes in the Twenty-First Century under a Low–Moderate Emissions Scenario. *J. Clim.* 28, 4490–4512.
- ZIMBA, H., BANDA, K., CHABALA, A., PHIRI, W., MEINHARDT, M., SELSAM, P., NYAMBE, I., 2017. Assessment of Spatial and Temporal Variability in Inundation Extent in the Barotse Floodplain: A Satellite based Approach. *Journal of Environmental Sciences* (under review).
- ZIMBA, H., BANDA, K., NYAMBE, I., PHIRI, W., CHABALA, A., MEINHARDT, M., SELSAM, P., 2015. Spatial and temporal Variability Assessment of Inundation in the Upper Zambezi Basin: A Satellite Based Approach. 16th WaterNet/WRFSA/GWPSA Symposium, 28 - 30 October 2015, Mauritius.

Anhang

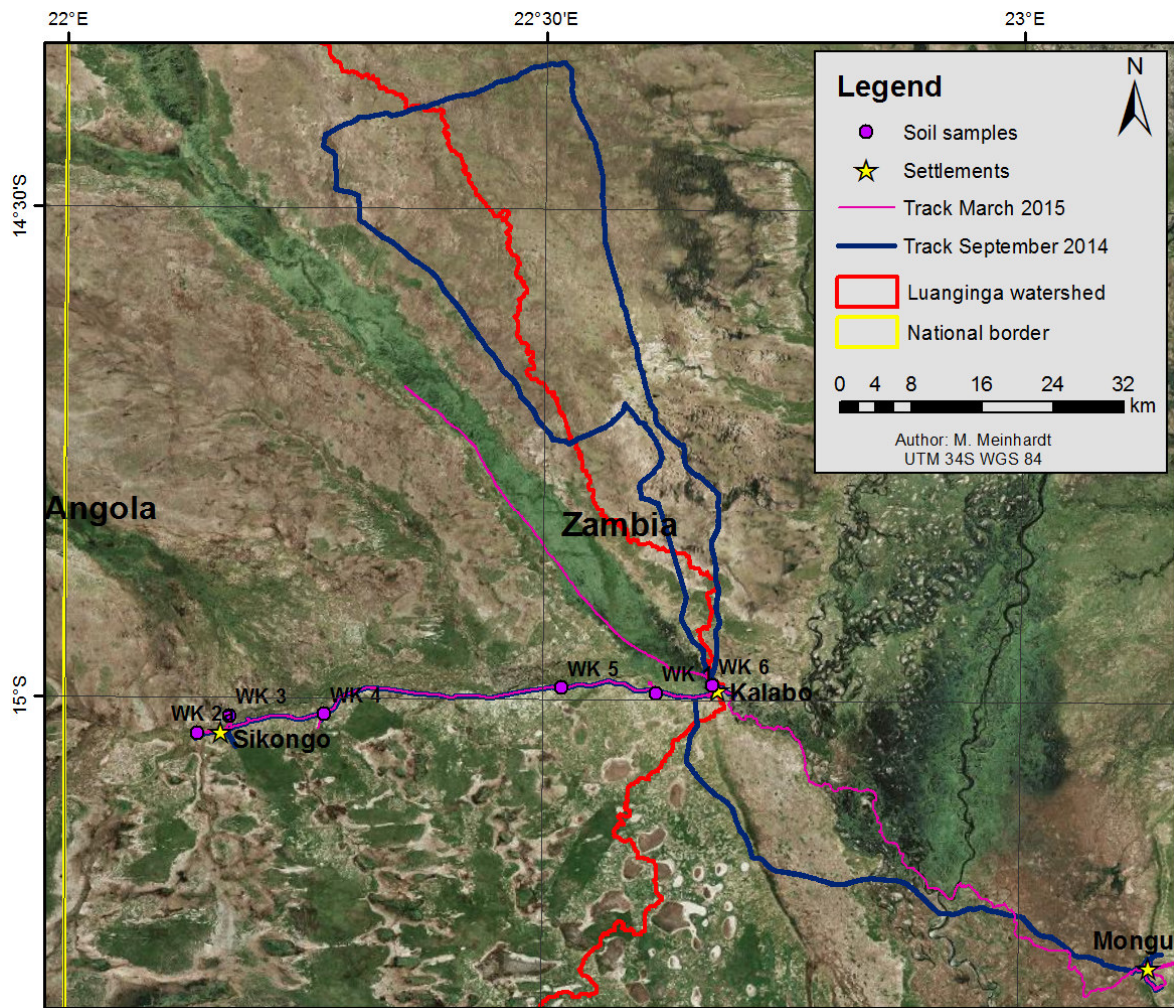


Abb. A-1: Positionen der Bodenproben und GPS-Track der beiden Geländekampagnen

The University of Zambia
Department of Soil Science
Service Laboratory



P.O Box 32379
Lusaka
Tel 295421
E-mail: soil@unza.zm

ATTN: Mr. Wilson Kakusa Phiri
UNZA - IWRM

Soil Analysis Results - May 2015

Sample ID	Depth cm	Sampling Date & Time	Longitude East	Latitude South	Altitude m	Site Description	OC Walkley & Black (%)	Field Capacity % (g/100g)	Sand Hydrometer (%)	Clay Hydrometer (%)	Silt Hydrometer (%)	USDA Textural class
Wk1	5	28.03.2015	22.61872	14.99342	1049	Namungu area-Kalabo; mosaic shrubland-grassland; rooting of grass about 30 cm, height 1 m and of shrubs depth >2 m, height 4 m;	0.36	9	94	4	2	Sand
	15						0.40	9	96	2	2	Sand
	30						0.20	7	94	4	2	Sand
	60						0.16	7	96	2	2	Sand
Wk2	5	29.03.2015	22.13907	15.03636	1033	Sikongo plains (area)-Kalabo; Grassland area; rooting depth 28 to 30cm; 48 by 30 cm root structure area, LAI 100%	0.24	9	98	0	2	Sand
	15						0.36	9	98	0	2	Sand
	30						0.16	9	98	0	2	Sand
	60						0.08	9	96	2	2	Sand
Wk3	5	29.03.2015	22.17212	15.01855	1032	Nyengo plains; Grassland 30 by 45 cm root structure, rooting depth 35 cm; LAI 100%	0.96	20	82	6	12	Loamy Sand
	15						1.16	20	84	4	12	Loamy Sand
	30						0.52	20	78	6	16	Loamy Sand
	60						1.64	9	96	2	2	Sand
Wk4	5	29.03.2015	22.27096	15.01663	1039	Forested area; tall trees	0.08	9	96	2	2	Sand
	15						0.92	7	96	2	2	Sand
	30						0.52	7	96	2	2	Sand
	60						0.68	9	96	0	4	Sand
Wk5	5	29.03.2015	22.52014	14.98882	1039	Shrubland area and tall trees; some rains on this day in this area	0.32	9	98	0	2	Sand
	15						0.32	9	98	0	2	Sand
	30						0.20	9	100	0	0	Sand
	60						0.24	9	96	2	2	Sand
Wk6	5	30.03.2015	22.67807	14.98210	1018	Flood plain area; grasses; rooting depth 30 cm	3.12	23	46	10	44	Loam
	15						2.60	22	50	12	38	Loam
	30						1.12	22	58	14	28	Sandy Loam
	60						0.52	16	70	12	18	Sandy Loam

Tab. A-1: Laborergebnisse der Bodenproben

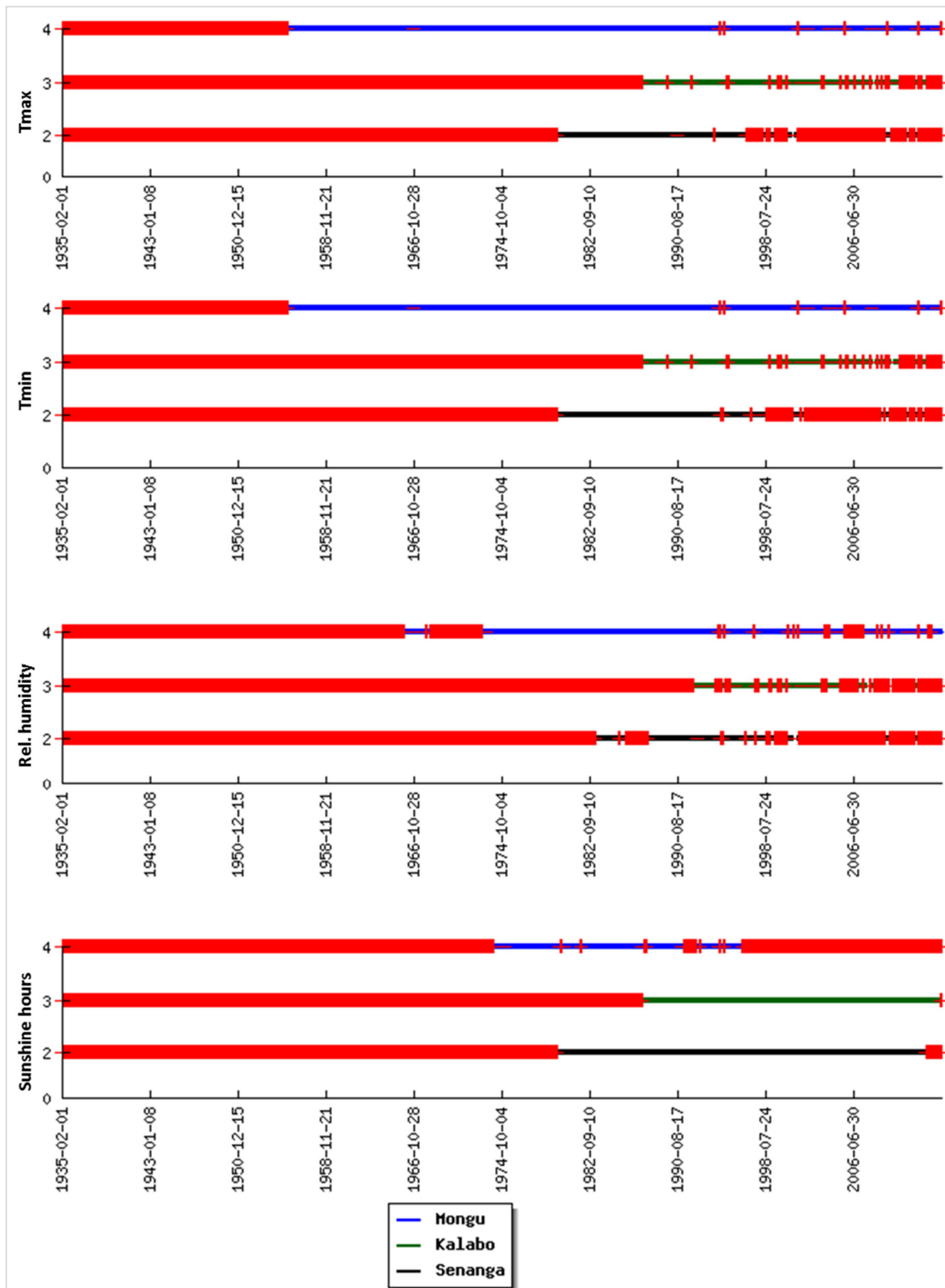


Abb. A-2: Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) der täglichen Klimavariablen bis 2014 (Quelle: SASSCAL-IS)

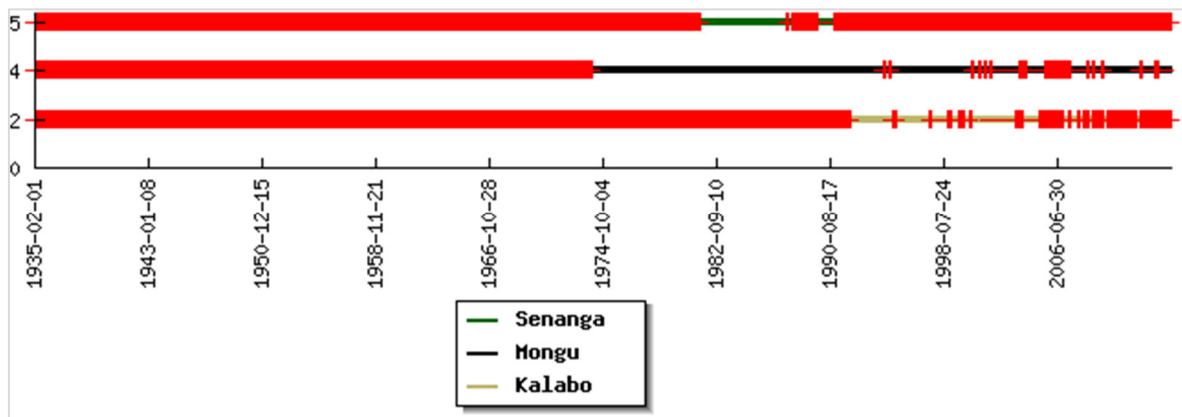


Abb. A-3: Lücken (in Rot wenn > 7 Tage) der täglichen Winddaten bis 2014 (Quelle: SASSCAL-IS)

Abb. A-4: Programmcode des entwickelten Überflutungsmoduls

```

/*
 * SubbasinFlooding.java
 * Created on 11.07.2015, 00:45:46
 *
 * This file is part of JAMS
 * Copyright (C) FSU Jena
 *
 * JAMS is free software; you can redistribute it and/or
 * modify it under the terms of the GNU Lesser General Public License
 * as published by the Free Software Foundation; either version 3
 * of the License, or (at your option) any later version.
 *
 * JAMS is distributed in the hope that it will be useful,
 * but WITHOUT ANY WARRANTY; without even the implied warranty of
 * MERCHANTABILITY or FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE. See the
 * GNU Lesser General Public License for more details.
 *
 * You should have received a copy of the GNU Lesser General Public License
 * along with JAMS. If not, see <http://www.gnu.org/licenses/>.
 */
package flooding;

import jams.data.*;
import jams.model.*;
import java.util.ArrayList;
import java.util.Collections;
import java.util.List;

/**
 *
 * @author Markus Meinhardt <markus.meinhardt at uni-jena.de> & Sven Kralisch <sven.kralisch at uni-jena.de>
 */
@JAMSComponentDescription(
    title = "SubbasinInnundation",
    author = "Markus Meinhardt & Sven Kralisch ",
    description = "iterate over (elevation-sorted) HRUs and distribute reach water; needs: Array list from StandardEntityReaderUpstreamTopo",
    date = "2015-12-11",
    version = "1.0_0"
)
@VersionComments(entries = {

```

```

    @VersionComments.Entry(version = "1.0_0", comment = "Initial version")
})
public class SubbasinFlooding extends JAMSComponent {

    /*
     * Component attributes
     */
    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READ,
        description = "The HRUs that drain into the reach"
    )
    public Attribute.EntityCollection subbasinHRUs;

    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READ,
        description = "The name of the HRU's elevation attribute",
        defaultValue = "elevation",
        unit = "m"
    )
    public Attribute.String elevationAttributeName;

    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READ,
        description = "The name of the HRU's elevation attribute",
        defaultValue = "area",
        unit = "sq m"
    )
    public Attribute.String areaAttributeName;

    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READ,
        description = "The name of the HRU's flood volume attribute that should be used for flooding",
        defaultValue = "floodVolume",
        unit = "liter"
    )
    public Attribute.String floodVolumeAttributeName;

    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READWRITE,
        description = "Runoff components of the reach that should be used for flooding",
        unit = "liter"
    )
    public Attribute.Double[] runoffComponents;

    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READ,
        description = "reach width attribute",
        unit = "m"
    )
    public Attribute.Double reachWidth;

    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READ,
        description = "reach length attribute",
        unit = "m"
    )
    public Attribute.Double reachLength;

    @JAMSVarDescription(
        access = JAMSVarDescription.AccessType.READ,
        description = "reach height attribute",
        unit = "m"
    )
    public Attribute.Double reachHeight;
}

```

```

@JAMSVARDescription(
    access = JAMSVARDescription.AccessType.READ,
    description = "reach deepening attribute",
    unit = "m"
)
public Attribute.Double deepening;

@JAMSVARDescription(
    access = JAMSVARDescription.AccessType.READWRITE,
    description = "The name of the HRU's flood height attribute that was used for flooding",
    unit = "cubic m"
)
public Attribute.Double floodHeight;

/*
 * Component run stages
 */
@Override
public void initAll() {
    // sort subbasin HRUs according to their height
    Collections.sort(subbasinHRUs.getEntities(), (Attribute.Entity e1, Attribute.Entity e2)
        -> (int) (e1.getDouble(elevationAttributeName.getValue())
            - e2.getDouble(elevationAttributeName.getValue())));
}

@Override
public void run() {

    // calc overall sum and store proportions
    double sum = 0;
    double[] proportion = new double[runoffComponents.length];

    for (Attribute.Double d : runoffComponents) {
        sum += d.getValue();
    }

    int i = 0;
    for (Attribute.Double d : runoffComponents) {
        proportion[i++] = d.getValue() / sum;
    }

    // calc initial water height above sea level in reach
    double floodLevel = sum / 1000 / reachLength.getValue() / reachWidth.getValue() - deepening.getValue();

    if (floodLevel <= 0) {
        for (Attribute.Entity e : subbasinHRUs.getEntities()) {
            e.setDouble(floodVolumeAttributeName.getValue(), 0);
        }
        this.floodHeight.setValue(0);
        return;
    }

    double floodArea = reachLength.getValue() * reachWidth.getValue();
    double floodVolume = floodLevel * floodArea;

    this.floodHeight.setValue(floodLevel);
    List<Attribute.Entity> floodedHRUs = new ArrayList();

    // iterate over (elevation-sorted) HRUs and distribute water...
    for (Attribute.Entity e : subbasinHRUs.getEntities()) {

        double hruHeight = e.getDouble(elevationAttributeName.getValue());
        if ((floodLevel + reachHeight.getValue()) > hruHeight) {

```

```

    // calc new floodheight in m
    floodArea += e.getDouble(areaAttributeName.getValue());
    floodLevel = floodVolume / floodArea;
    floodedHRUs.add(e);
  }
}

double floodVolumeHRUSum = 0;
for (Attribute.Entity e : floodedHRUs) {
  double HRUArea = e.getDouble(areaAttributeName.getValue());
  double floodVolumeHRU = HRUArea * floodLevel;
  floodVolumeHRUSum += floodVolumeHRU;
  e.setDouble(floodVolumeAttributeName.getValue(), floodVolumeHRU * 1000);
}

i = 0;
for (Attribute.Double d : runoffComponents) {
  runoffComponents[i].setValue(runoffComponents[i].getValue() - proportion[i] * floodVolumeHRUSum * 1000);
  i++;
}

}

@Override
public void cleanup() {
}
}

```

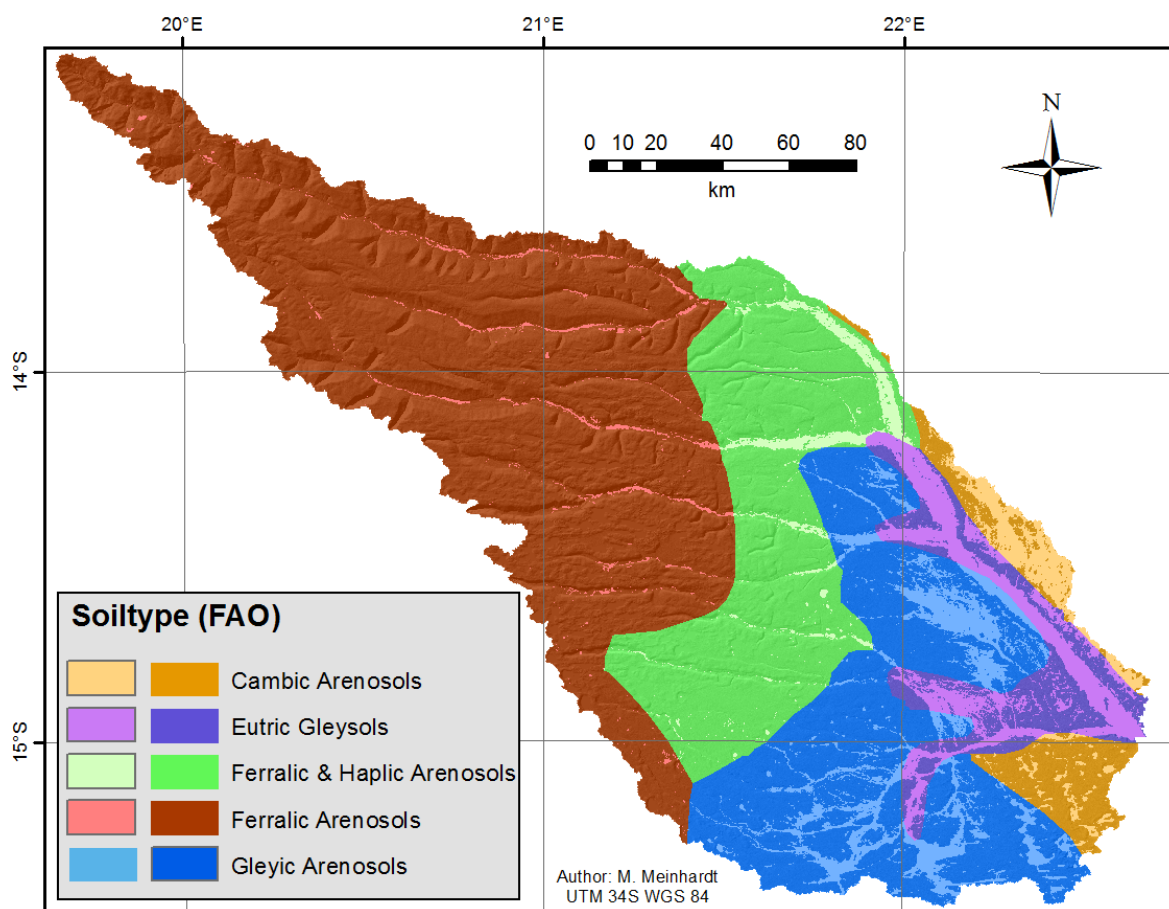


Abb. A-5: Bodendaten mit aufgeprägter maximaler Ausdehnung der Überflutung aus dem DFI

Tab. A-2: DFI-Grenzwerte zur Differenzierung von Wasserflächen und Umgebung

Landsat scene	DFI-Threshold
April 1989 176	> -0,24
April 1989 177	> 0,3
April 1990 176	> -0,17
April 1990 177	> 0,05
April 1992 176	> -0,05
April 1992 177	> -0,05
April 1995	> -0,17
April 1998 176	> -0,24
April 1998 177	> -0,17
April 2002 176	> -0,24
April 2002 177	> -0,86
April 2004 176	> -0,27
April 2004 177	> 0,25 – 0,5
April 2006 176	> -0,1
April 2006 177	> 0,4
April 2008 176	> -0,17
April 2008 177	> -0,22
April 2014 176	> -0,48
April 2014 177	> -0,4
Juli 1995 176	> -0,05 – 1
Juli 1995 177	> -0,1 – 1
Juli 2008	> -0,24
Sep 1995	> 0
Sep 2008	> 0

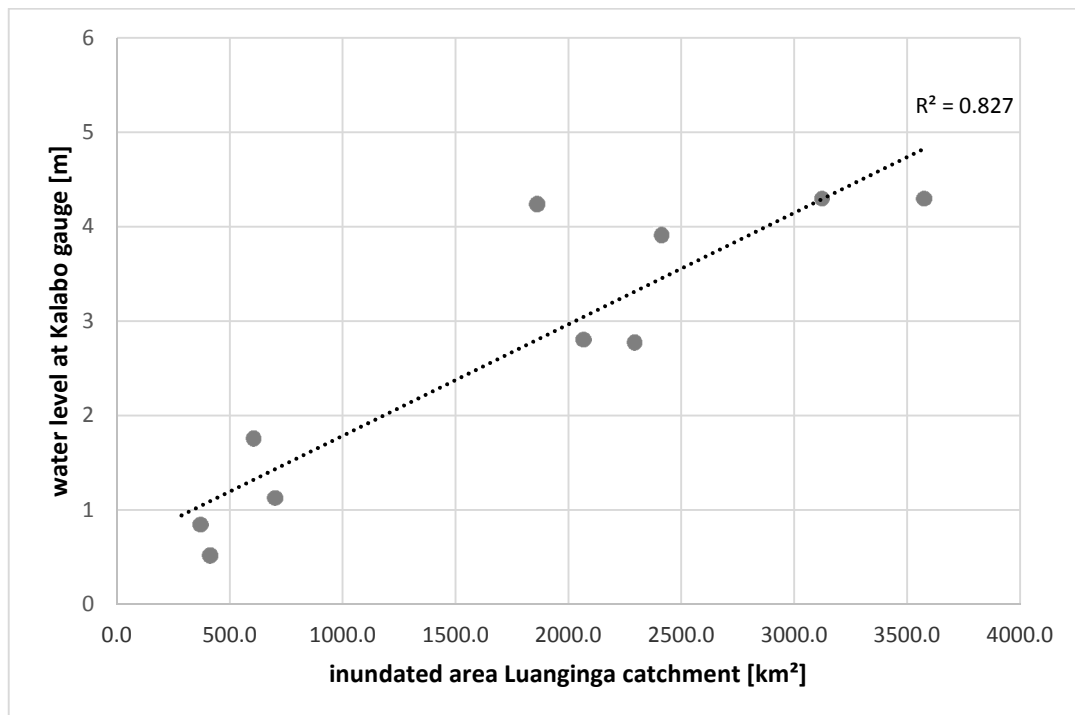


Abb. A-6: Ausdehnung des DFI aufgetragen gegen den Wasserstand des Luanginga am Pegel in Kalabo

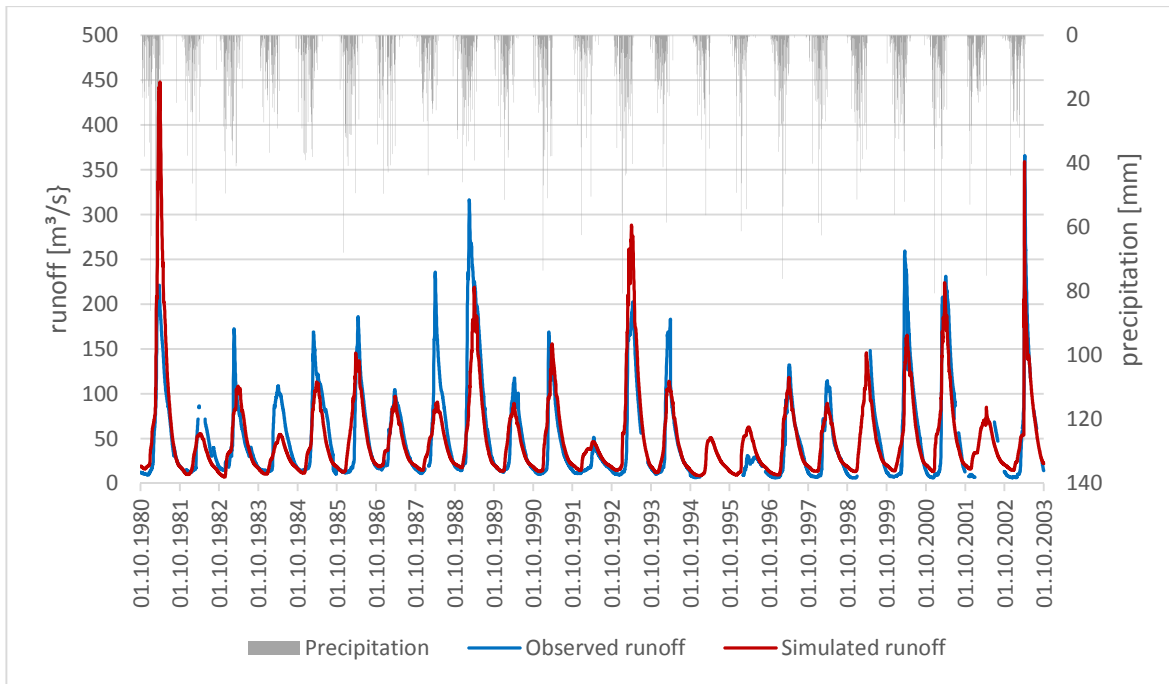


Abb. A-7: Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel in Kalabo (Validierungszeitraum 1959-1968)

Change in average seasonal EC-Earth RCP 8.5 precipitation (1986-2005 to 2081-2100)

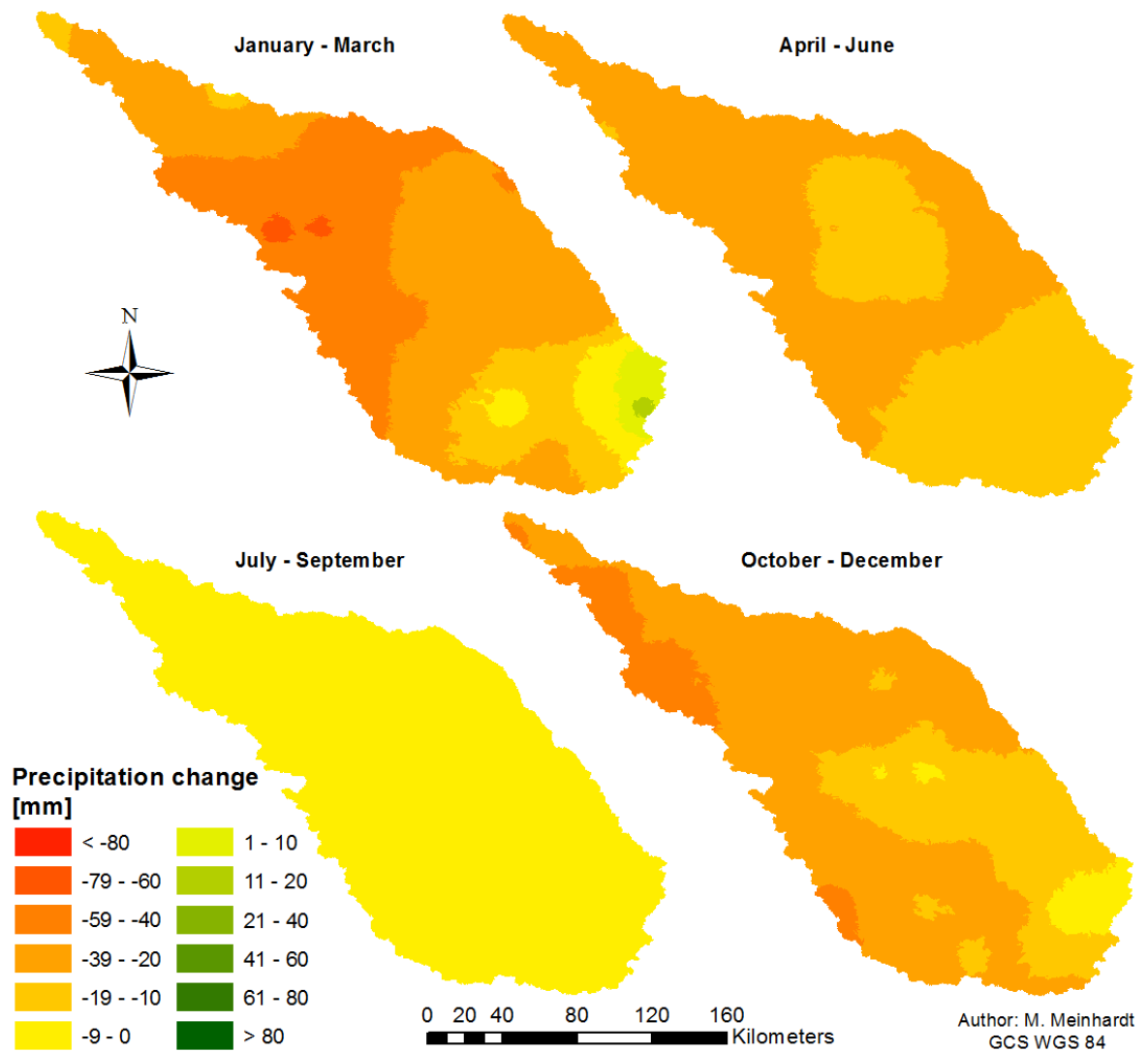


Abb. A-8: Veränderung des mittleren Niederschlags der EC-Earth Daten im Quartal von 1986-2005 zu 2081-2100 (RCP 8.5)

Change in average seasonal ECHAM RCP 8.5 precipitation (1986-2005 to 2081-2100)

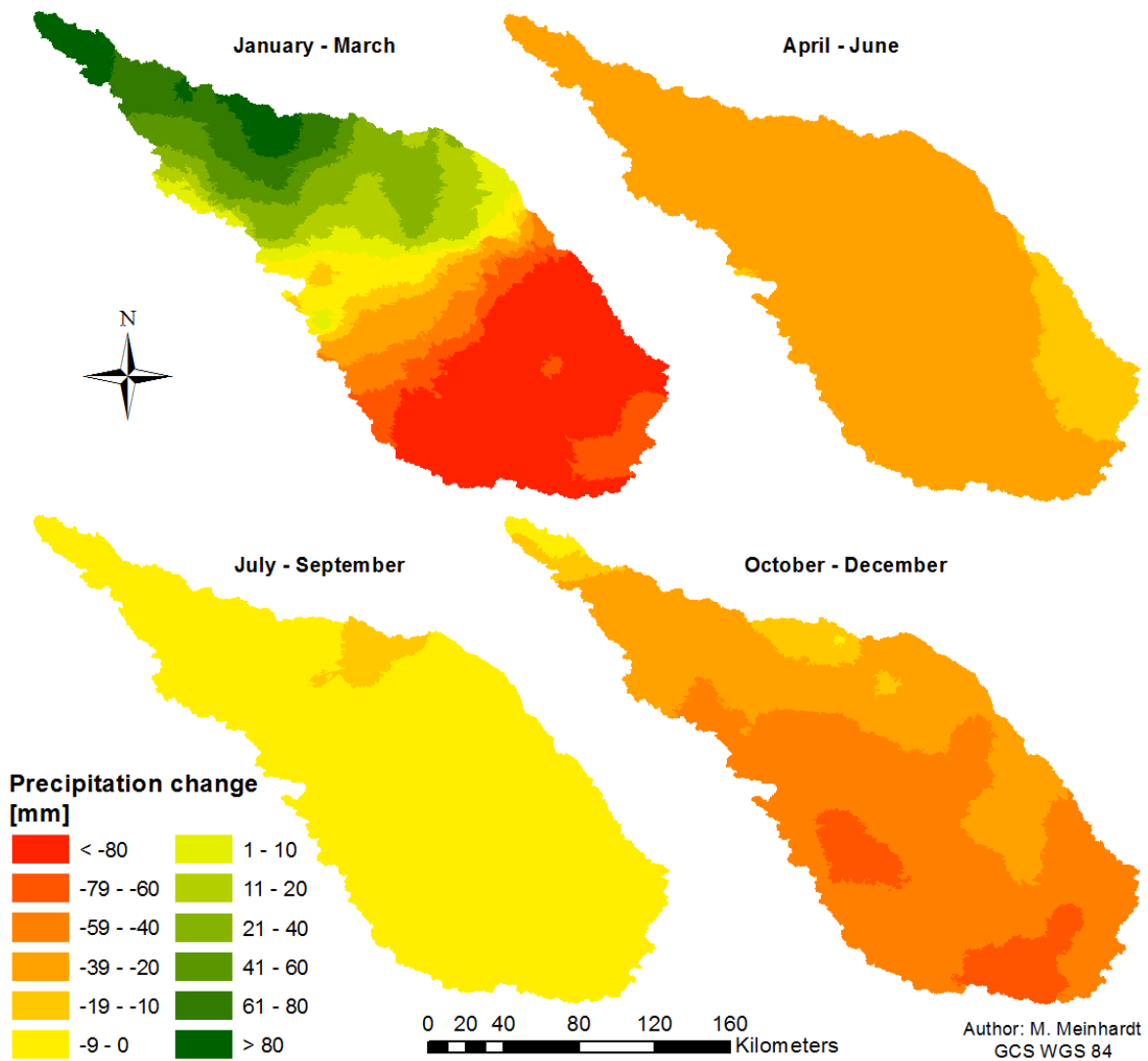


Abb. A-9: Veränderung des mittleren Niederschlags der ECHAM Daten im Quartal von 1986-2005 zu 2081-2100 (RCP 8.5)

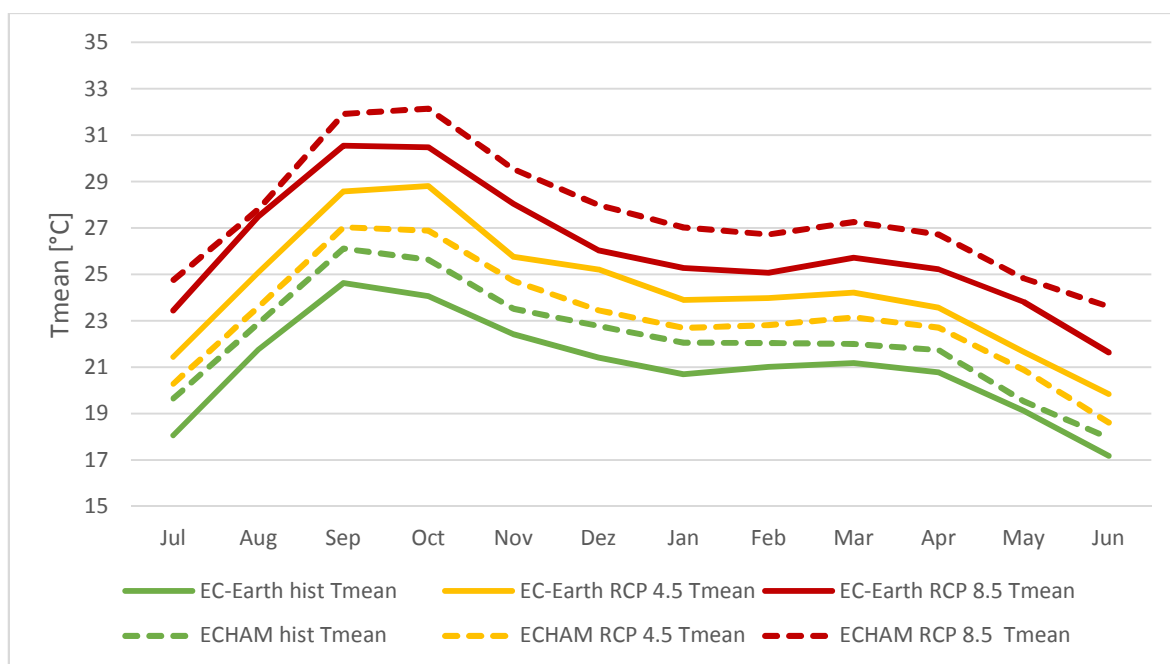


Abb. A-10: Veränderung der Temperatur im Jahresgang von 1986-2005 zu 2081-2100

Tab. A-3: Allgemein erlaubte Parameterwertebereiche (Min-Max) sowie Parameter des originalen Modells (J2000) sowie des Modells mit Überflutungssimulation (J2000-Flood)

Parameters	Description	Min	Max	J2000	J2000-Flood
INITIALISATION					
RG1	initial storage RG1 relative to max storage	0	1	0.05879	0.04001
RG2	initial storage RG2 relative to max storage	0	1	0.4	0.02527
ACAdaptation	multiplier for air capacity (large pores)	0	5	2.559	1.296
FCAdaptation	multiplier for field capacity (middle pores)	0	5	0.7147	1.284
GROUNDWATER MODULE					
gwCapRise	capillary rise coefficient	0	1	0.8262	0.2691
gwRG1Fact	adaptation for RG1 flow	0	10	1.594	1.968
gwRG1RG2dist	RG1-RG2 distribution coefficient	0	10	0.8914	0.6391
gwRG2Fact	adaptation for RG2 flow	0	10	3.566	3.172
INTERCEPTION MODULE					
a_rain	interception storage for rain	0	10	0.3885	0.2004
SOIL MODULE FLOOD					
soilConcRD1	recession coefficient overland flow	1	10		2.695
soilConcRD2	recession coefficient interflow	1	10		8.699
soilDiffMPSLPS	MPS-LPS diffusion coefficient	0	10		0.1072
soilDistMPSLPS	MPS-LPS distribution coefficient	0	10		5.718
soilLatVertLPS	lateral vertical distribution coefficient	0	10		4.153
soilLinRed	linear reduction co-efficient for AET	0	10		0.483
soilMaxDPS	maximum depression storage	0	2000		201.9
soilMaxInfSummer	maximum infiltration in summer	0	200		166.4
soilMaxInfWinter	maximum infiltration in winter	0	200		43.97
soilMaxPerc	maximum percolation rate	0	20		1.356
soilOutLPS	outflow coefficient for LPS	0	10		2.876
SOIL MODULE		0			
soilConcRD1	recession coefficient overland flow	1	10	4.974	4.034
soilConcRD2	recession coefficient interflow	1	10	6.198	9.59
soilDiffMPSLPS	MPS-LPS diffusion coefficient	0	10	0.07556	0.002203
soilDistMPSLPS	MPS-LPS distribution coefficient	0	10	0.005009	0.4957
soilLatVertLPS	lateral vertical distribution coefficient	0	10	2.354	0.8368
soilLinRed	linear reduction coefficient for AET	0	10	0.846	0.9561
soilMaxDPS	maximum depression storage	0	10	2.912	2.872
soilMaxInfSummer	maximum infiltration in summer	0	200	60.64	100.7
soilMaxInfWinter	maximum infiltration in winter	0	200	172.3	155.1
soilMaxPerc	maximum percolation rate	0	20	18.76	5.595
soilOutLPS	outflow coefficient for LPS	0	10	1.019	1.935
REACH ROUTING					
flowRouteTA	flood routing coefficient	0	100	2.203	2.553

PUBLIKATIONEN

MEINHARDT, M., FINK, M., & TÜNSCHEL, H. (2015). Landslide susceptibility analysis in central Vietnam based on an incomplete landslide inventory: Comparison of a new method to calculate weighting factors by means of bivariate statistics. *Geomorphology* 234, 80-97. doi:10.1016/j.geomorph.2014.12.042

FINK, M., FISCHER, C., LAUX, P., TÜNSCHEL, H., **MEINHARDT, M.** (2017). Distributed Assessment of Sediment Dynamics in Central Vietnam. In: NAUDITT, A., RIBBE, L. (Eds.), *Land Use and Climate Change Interactions in Central Vietnam*. Singapore: Springer (in press).

MONGI, H. & **MEINHARDT, M.** (2016). Integrated ICTs for Water Basins Management in Southern Africa: Systematic Review and Meta-analyses for Perceived Relevance Criteria. *AGRIS on-line Papers in Economics and Informatics* 8, 103-110. doi:10.7160/aol.2016.080208.

MÜCK, M., HELMSCHROT, J., ZIMBA, H., WALLNER, M., HIPONDOKA, M., NYAMBE, I.A., MUFETI, P. & **MEINHARDT, M.** (2015). Remote sensing applications for assessing water-related risks and its interdependencies with land cover change and biodiversity in southern Africa. *Global Land Project News* 12, 57-61.

ZIMBA, H., BANDA, K., CHABALA, A., PHIRI, W., **MEINHARDT, M.**, SELSAM, P., NYAMBE, I. (2017). Assessment of Spatial and Temporal Variability in Inundation Extent in the Barotse Floodplain: A Satellite based Approach. *Journal of Environmental Sciences* (under review).

FLEISCHER, M., KENABATHO, P., KRALISCH, S., FINK, M., HELMSCHROT, J., BUTCHART-KUHLMANN, D., **MEINHARDT, M.**, PARIDA, B.P. (2016). Assessing the hydrological impact of human activities in the Gaborone Dam catchment, Botswana. Full paper (under review) & oral presentation at 17th WaterNet/WRFS/GWPSA Symposium, 26 - 28 October 2016, Gaborone.

BABKIN, A.V., BUTCHART-KUHLMANN, D., GÖHMANN, H., & **MEINHARDT, M.** (2015). Hidden periodicities and long range prediction of river runoff in Northern and Western Europe. Materialien zum wissenschaftlichen Seminar der Stipendiaten der Programme "Michail Lomonosov III" und "Immanuel Kant III" 2014/2015. DAAD - Ministerium für Bildung und Wissenschaft der Russischen Föderation.

KONFERENZBEITRÄGE

MEINHARDT, M., KRALISCH, S., FINK, M., FLEISCHER, M., ZIMBA, H., BUTCHART-KUHLMANN, D., PHIRI, W., CHABALA, A., TRAUTMANN, T., HELMSCHROT, J., & NYAMBE, I. (2016). Process-based distributed hydrological modelling of annual floods in the Upper Zambezi using the Desert Flood Index. Poster at European Geosciences Union General Assembly (EGU), 17 - 22 April 2016, Vienna.

MEINHARDT, M., KRALISCH, S., FINK, M., TRAUTMANN, T., FLEISCHER, M., BUTCHART-KUHLMANN, D., FISCHER, C., BRENNING, A., HELMSCHROT, J., PHIRI, W., CHABALA, A., ZIMBA, H., KAWAWA, B. & NYAMBE, I. (2015). Quantifying the effects of climate and landuse changes on the hydrology in the subtropical Africa: A process-based distributed modelling approach. Oral presentation at International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), 22 June - 2 July 2015,

Prague.

MEINHARDT, M., KRALISCH, S., FINK, M., HELMSCHROT, J., PHIRI, W., CHABALA, A., ZIMBA, H., KAWAWA, B. & NYAMBE, I. (2015). Quantifying the effects of climate and landuse changes on the hydrology in the subtropical Africa: A process-based distributed modelling approach - *Towards a J2000 floodplain model*. Oral presentation at Zambia Water Forum and Exhibition (ZAWAFE), 2 - 3 November 2015, Lusaka.

FLEISCHER, M., KENABATHO, P., KRALISCH, S., **MEINHARDT, M.**, BUTCHART-KUHLMANN, D. & HELMSCHROT, J. (2015). Evaluating the impact of changing land use and farm dams on the Gaborone dam catchment: a process-based distributed modelling approach. Poster at International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), 22 June - 2 July 2015, Prague.

BUTCHART-KUHLMANN, D., KRALISCH, S., ZANDER, F., FLEISCHER, M. & **MEINHARDT, M.** (2015). Structure and initial application of a decision support system for hydrological systems analysis in southern Africa. Poster at Symposium und Expo für Angewandte Geoinformatik (AGIT), 8 - 10 July 2015, Salzburg.

GÖHMANN, H., STEUDEL, T., KRALISCH, S., BAUMBERG, V., **MEINHARDT, M.** & FLÜGEL, W.A. (2015). Modeling of Okavango sub-catchments with JAMS in different spatiotemporal resolutions. Poster at International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), 22 June - 2 July 2015, Prague.

ZIMBA, H., BANDA, K., NYAMBE, I., PHIRI, W., CHABALA, A., **MEINHARDT, M.** & SELSAM, P. (2015). Spatial and Temporal Variability Assessment of Inundation in the Upper Zambezi Basin: A Satellite Based Based Approach. 16th WaterNet&WRFS/GWPSA Symposium, 28 - 30 October 2015, Mauritius.

FLEISCHER, M., KRALISCH, S., BUTCHART-KUHLMANN, D. & **MEINHARDT, M.** (2015). Southern African Science Service Centre for Climate Change and Adaptive Land Management (SASSCAL) - Integrated River Basin Assessment & Data Management. Oral presentation at Jahrestagung des Arbeitskreises Subsaharisches Afrika, 27 - 28 November 2015, Cologne.

FLEISCHER, M., BUTCHART-KUHLMANN, D., **MEINHARDT, M.** & DE CLERCQ, W. (2015). Use and Management of Land and Water in the Verlorenvlei, South Africa. Oral presentation at Jahrestagung der Afrikgaruppe deutscher Geowissenschaftler (AdG), 26 - 27 June 2015, Frankfurt.

FLEISCHER, M., KRALISCH, S., FINK, M., PFENNIG, B., BUTCHART-KUHLMANN, D., **MEINHARDT, M.** & DE CLERCQ, W. (2016). Water Use and Management in Semiarid Regions - A Distributed Modelling Approach in the Verlorenvlei Catchment, South Africa. PICO at European Geosciences Union General Assembly (EGU), 17 - 22 April 2016, Vienna.

BUTCHART-KUHLMANN, D., KRALISCH, S., FLEISCHER, M., **MEINHARDT, M.** & BRENNING, A. (2017). Structure and initial application of a decision support system for hydrological systems analysis. Poster at European Geosciences Union General Assembly (EGU), 23 - 28 April 2017, Vienna.

Jena, den 09.05.2017



Selbstständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel, persönlichen Mitteilungen und Quellen angefertigt habe.

Jena, den 09.05.2017

M. Heinhart